

PETROLEUM GEOLOGY OF CHINA VOL. I

中国石油地质志　卷一

总　　　论

翟光明　等著





石 油 工 业 出 版 社

图书在版编目(CIP)数据

中国石油地质志(卷一):总论/翟光明等著
北京:石油工业出版社,1996.8
(中国石油地质志)
ISBN 7-5021-1619-2

Ⅰ.中…
Ⅱ.翟…
Ⅲ.石油天然气地质-中国
Ⅳ.P618.13

中国版本图书馆CIP数据核字(95)第20290号

石油工业出版社出版
(100011 北京安定门外安华里2区1号楼)
石油工业出版社印刷厂排版印刷
新华书店北京发行所发行
*
787×1092毫米 16开 39½印张 6插页 984千字 印1—5000
1996年8月北京第1版 1996年8月北京第1次印刷
ISBN 7-5021-1619-2/TE·1381

——献给石油工作者

中国石油地质志编辑委员会

中国石油地质志·总论编著组

主　编　翟光明

著作者　翟光明

高维亮　宋建国　吴少华

（以下按姓氏笔画顺序）

王孝陵　刘方槐　安作相　关德师　应凤祥　李晋超
周　堃　张大江　徐志川　徐树宝　唐祥华　高锡兴
程克明　童箴言　裘亦楠　薛　超　薛叔浩　戴金星

序

中国是石油和天然气资源丰富的国家。900多年前，我国著名学者沈括(1031～1095年)就首创石油一词，并作出“石油至多，生于地中无穷”的科学论断。勤劳智慧的中华民族对油气的开发利用有着悠久的历史，早在两千年前的汉代我国劳动人民就在四川凿井开采天然气，并用于制盐。

我国近代石油工业开始于1878年。1887年在台湾省开设矿油局，经营台湾的油气开采。然而由于漫长的封建制度的束缚，以及近百年来帝国主义列强的侵略，我国石油工业的发展极其艰难缓慢，到1949年，年产石油仅10多万吨。

新中国成立后，我国石油工业发展很快，30多年来，从西部的挤压盆地到东部的拉张盆地开展了大规模油气勘探，至今共做地震测线100多万公里，钻探井和开发井6万多口。在17个省、市、自治区发现200多个油气田，其中包括大庆特大型油田和任丘古潜山油田。目前全国已建成16个油气工业基地。1987年年产石油达一亿三千四百万吨，跃居世界第四位产油国。

与世界其它产油国家不同的是，中国现有的石油绝大部分产自陆相沉积岩。这一成功的实践，证明陆相地层也能生成大量烃类，而且可以形成大油气田和大油气区。

这些年来，勘探工作做得最多的是许多中新生代含油气盆地。中国的中新生代盆地具有其独特的风格，它们都是陆相沉积盆地，而且多数均叠加在古生代海相沉积盆地之上，形成复杂的含油气盆地格局，蕴藏着丰富的油气资源。

30多年来，我们发现了为数可观的油气储量，积累了勘探陆相油气田的丰富经验和大量宝贵的石油地质资料，同时还发展了具有中国特色的石油地质科学，其中包括陆相有机质成烃演化、湖相沉积体系、复式油气聚集带以及油气资源评价等一整套理论和方法。此外，对海相碳酸盐岩裂缝型油气田的勘探和开发也积累了比较丰富的经验。

《中国石油地质志》是有关我国石油勘探实践和经验的系列著作，也是建国以来第一次系统记述中国油气勘探历程和成果的专门丛书。它的出版将从一个侧面反映出30年来我国油气勘探事业的巨大成就。

我国的含油气盆地还有许多未经开拓的领域。出版《中国石油地质志》将有助于我们利用已有的认识和经验，更有效地去探索新的油气领域。这对进一步发展我国的石油天然气工业和石油地质科学技术均有十分重要的价值。

《中国石油地质志》共分十六卷，是按当前各油田、勘探局及石油公司所在行政区，并考虑构造单元的一致性划分的，各分卷按以下顺序排列：

卷一　总论

卷二　大庆、吉林油田

卷三　辽河油田

卷四　大港油田

卷五　华北油田

卷六　胜利油田

卷七　中原、南阳油田

卷八　苏浙皖闽油气区

卷九　江汉油田

卷十　四川油气区

卷十一　滇黔桂油气区

卷十二　长庆油田

卷十三　玉门油田

卷十四　青藏油气区

卷十五　新疆油气区

卷十六　沿海大陆架及毗邻海域油气区

《中国石油地质志》是我国广大石油地质工作者劳动成果的结晶。其编著工作是在全国各油田、勘探局及石油公司的专家和研究人员积极参加下进行的，并得到石油工业部的领导和有关司局、石油勘探开发科学研究院以及石油工业出版社的大力支持，这是全书编写工作能够顺利进行的有力保证。在此，谨向有关单位和同志们表示衷心的感谢。

需要指出的是，由于各盆地（地区）勘探程度不同，地质条件很不一样，因此分卷的内容各有所侧重，但都是根据编委会的统一要求和安排，从实际出发，力求如实写出区域地质和石油地质特征。今后随着勘探程度及认识水平的不断提高，还将给予充实和完善。

《中国石油地质志》编委会

1987年　北京

前　言

中国早在2000年前，就发现了石油和天然气，并在油气的利用、钻井和地质知识积累方面走在世界前列。

中国也是世界上富含油气的国家。但在旧中国由于半封建、半殖民地腐朽统治，科技落后，民不聊生，近代(1878～1949)石油天然气工业微不足道，仅在陕西延长、新疆独山子、甘肃玉门和台湾省的出磺坑等处发现了4个小油田，四川、台湾两处发现了7个小气田。原油最高年产量仅为12万t。只有仰仗大量进口石油。

新中国诞生后，大力发展石油和天然气勘探事业。开始在甘肃酒泉、鄂尔多斯和新疆准噶尔盆地，之后又在四川、柴达木、松辽、渤海湾等盆地进行了大规模油气勘探。1955年发现了克拉玛依油田，到1958年底，在新疆准噶尔、塔里木盆地、四川盆地的川南、川中及酒泉西部等盆地发现了20多个油气田，其规模虽然不算很大，但却证明了中国含油气领域广阔。

1959年9月23日发现了特大型大庆油田，结束了一些人长期以来对中国陆相盆地是否有丰富石油的疑虑，也震动了世界石油地质界。这是新中国成立以来的一项重大发现，也是中国石油天然气地质理论和实践的巨大成就。

中国有大大小小的沉积盆地500多个，沉积岩面积670万 km^2，其中面积大于 $200km^2$、沉积岩厚度大于1000m的中新生代盆地有424个，总面积为527万 km^2。经过全国范围的油气资源评价研究，石油资源量为940亿t，天然气资源量为38万亿 m^3。

中国石油资源量的四分之三，天然气资源量的近半数，分布在中新生代陆相沉积盆地中。

中国油气资源虽然丰富，但是含油气地质条件相当复杂，无论是沉积环境、生烃母质、储集性能，还是区域构造发育历史、圈闭类型、油气藏形成模式及保存条件等，都和国外大油气区有较大差异。

系统地论述具有中国特色的石油天然气地质理论，这是我们组织全国各石油管理(勘探)局(公司)的专家、学者，用了10年的时间，完成这一套《中国石油地质志》系列专著的目的之一；全面地总结40多年来大规模油气地质勘探的经验、教训，供后人参考，“前事不忘，后事之师”，这是写作这套系列专著的目的之二。把广大石油天然气地质工作者几十年来获得的各种素材、数据，按理论观点，汇总起来，使这套系列专著，文、图、表结合，使用者参阅方便，这是这套系列专著的特点。

《中国石油地质志》按照地质构造单元和目前各石油管理(勘探)局(公司)所辖探区范围，将全国划分为15个油气探区，每个探区写作一卷，一个分册；另外，松辽、新疆、河南和沿海大陆架及毗邻海域油气区等4个探区，各有上下两个分册，连同卷一·《总论》，《中国石油地质志》共计有16卷20分册，近2000万字，附图6000余张。

分区石油地质志，是各油气区石油天然气地质特点和勘探历程的系统总结。

《中国石油地质志》是我国广大石油天然气地质工作者几十年来艰苦劳动和潜心研究的成果和结晶，先后参加这套系列专著写作的专家、学者有500多人，在此项工作完成之际，我向他们表示衷心的感谢。

《中国石油地质志》在写作出版过程中，得到中国石油天然气总公司领导、各有关司局领

导、各石油管理(勘探)局(公司)领导及海洋石油总公司领导和石油勘探开发科学研究院领导的大力支持和指导,以及研究院科研管理处、石油地质研究所的协助,在此谨致深切谢意。

我要特别感谢《中国石油地质志》编辑委员会办公室的专家们,他们日以继夜地工作,使这部系列著作如期完成。

我要特别感谢石油工业出版社的大力支持,他们认真负责,一丝不苟,为出版好这套系列专著付出了巨大的艰辛劳动。

还要特别感谢已故的著名地质学家黄汲清教授,在他谢世前专门在《科技日报》上为《中国石油地质志》写了介绍,誉为"科技图书群落的巨人"。我深切感谢著名地质学家王鸿祯教授、孙枢教授、涂光炽教授、刘光鼎教授,他们也分别在《光明日报》、《科技日报》上著文对本系列专著给予很高的评价。

本系列专著的出版,还要感谢中国新闻出版署的支持和鼓励,并把本系列专著列为中国科技出版十项重点工程之一。

《中国石油地质志 ·卷一· 总论》,是40多年来中国石油天然气地质理论的全面总结,实际上是一本具有中国特色的石油天然气地质学。

本书第一章是绪论,简要叙述了中国石油天然气地质的研究和中国石油天然气地质学的产生、发展过程及其主要特点。第二章论述含油气区地层的划分及对比。第三章论述含油气区的沉积相,从沉积发育史,阐述中国海相沉积和陆相沉积的特点,特别是中国陆相沉积,有丰富多彩的沉积体系,形成一些独特的沉积模式。第四章含油气区构造,以区域构造发育史为基础,划分含油气盆地类型、分区,并论述了区域构造背景,对盆地石油地质条件的控制。第五章油气生成,着重论述了陆相油气生成的特点,分析了陆相生油与国外广泛分布的海相生油的不同地质背景、不同的成烃母质类型和热演化作用,充分体现了中国陆相生烃的特殊环境和生烃模式。第六章油气储集层,本章比较全面地反映了中国海、陆相储集层的特点。中国陆相碎屑岩为主的油气储集层突出特点是非均质性和不连续性,这和国外海相储集层有很大不同。中国海相碳酸盐岩主要储集层也多是一套致密的裂缝性石灰岩和白云岩。第七章油气田水文地质,论述了中国油气田水化学特征、区域性的古、今水动力条件对油气聚集和保存作用。在《总论》中单列出这一章,是想着重论述不同类型盆地水文地质条件对油气分布的影响。第八章天然气地质,这一章是专门论述中国天然气藏形成条件的。由于地质条件的不同,中国各盆地形成的天然气藏也是多种多样的;由于历史的原因,专门针对天然气的勘探和研究工作起步晚。但从全国油气资源评价研究结果来看,中国天然气资源是非常丰富的。近几年来天然气地质勘探和研究不断有新的发展,预示着天然气的前景乐观,为此本书把天然气地质单列一章进行论述。第九章原油性质。中国原油性质的复杂多变,这也是中国油气地质特点表现之一,中国的原油多生自陆相沉积,一般特点是含蜡量高,含硫量低,但由于多次构造运动和多期断裂的影响,原油性质变化很大,既有特高凝原油,也有特低凝原油,既有可观的重油资源,也有一定数量的凝析油气藏。第十章油气运移,这是在大量勘探实践和分析化验基础上,对各含油气区的油气运移的初步探讨,以引起对这项研究的重视,更重要的是以此为线索,探讨油气运移的可能走向,指导勘探。第十一章油气藏,这一章专门针对中国不同类型含油气盆地的特点,系统论述其复杂的成藏条件和多含油气系统。由于中国油气主要分布在中新生代陆相地层中,加之多期构造活动的影响,从而形成多层系烃源岩、多期排烃运移、多期聚集和再次运移、聚集的成藏模式和丰富多采的油气藏类型。深入认识中国油气藏形成、组合的地质规律,对进一步提高石油天然气

的勘探成效，是大有裨益的。第十二章简要叙述了石油天然气资源潜力及发展前景。

中国的石油和天然气的资源是非常丰富的，地质条件也是复杂的。中国的东部和西部地质条件不同，中国南方又经历了复杂多期的构造运动和高成熟的演化历史，但所有这些地区都有含油气的广阔前景。根据各地区的地质特点，进行深入的综合分析和研究，探索其规律和成藏模式，就会不断有新的认识和新的发现。

《中国石油地质志 ·卷一· 总论》写作过程是，先由翟光明拟定全书写作大纲。根据大纲要求，由有关专家提供初稿。按章节顺序：第一章 高维亮，第二章 周堃、唐祥华，第三章 薛叔浩、徐志川，第四章 宋建国、王孝陵、薛超，第五章 李晋超、程克明、张大江、童箴言，第六章 裘亦楠、应凤祥、徐志川，第七章 刘方槐、吴少华、高锡兴，第八章 戴金星、关德师、王少昌、吴少华、高维亮，第九章 吴少华，第十章 安作相，第十一章 徐树宝、高维亮，第十二章 翟光明、高维亮。

本书初稿写成后，由翟光明、高维亮进行了修改、删减、补充、统稿。吴少华、王孝陵在文字编辑方面提了许多宝贵意见。最后又由翟光明审核、定稿。

本书图件的删补、整改，文字的校对由高维亮、薛超和胡文祈等完成。

本书图件主要由石油勘探开发科学研究院石油地质研究所制图室清绘。

本书在定稿过程中，还有专家、学者提出过宝贵意见或建议，在此一并表示感谢。

由于著作者水平所限，文中错漏之处在所难免，敬请读者指正。

翟光明

1995.9.11

PREFACE

China has rich resources of petroleum and natural gas. More than 900 years ago, Shen Kuo (1031–1095 A. D.), a great scientist of the Song dynasty, created the word "Shiyou (Petroleum)" for the first time, and he reached a scientific conclusion that "petroleum is lying underground in enormous quantities." China's ingenious people also have a long history of developing and utilizing oil and gas. As early as the Han dynasty, 2000 years ago, Chinese people had drilled wells to recover natural gas as the fuel material for making salt in Sichuan.

The modern Chinese petroleum industry started from 1878. In 1887, a mineral–oil department was set up to manage oil and gas resource in Taiwan province. The Chinese petroleum industry, however, developed very slowly and with terrible difficulties, due to thousands of years of feudalism and a century of aggression from imperialist countries. By 1949, the annual output of crude oil was only 120000 tons (876000 barrels)

After the founding of the People's Republic of China, the national petroleum industry has been rapidly developed. Over 36 years, a large scale oil and gas exploration was implemented in both compressive depressions in the west and rift basins in the east. The work included more than one million kilometers of seismic line and over 60000 wildcat and production wells. More than 200 oil and gas fields have been discovered in 17 provinces, municipalities and autonomous regions including Daqing's giant oil field and Renqiu's buried hill oil field. Up to now, China has 16 large oil and gas industry bases. In 1987, annual oil production reached 134 million tons (987. 2 million barrels) , and China became the fourth biggest oil production country in the world.

Unlike that from other oil production countries, most of the oil recovered in China is from nonmarine sedimentary rocks. This proves that continental source rocks can generate large amounts of hydrocarbon to form big oil and gas fields as well as big oil–gas provinces.

In the past 36 years, most of our exploration has been on Meso–Cenozoic oil bearing basins. These basins in China have special characteristics, that is, they are all continental sedimentary basins and most of them superimposed on Paleozoic marine sedimentary basins to form complex oil and gas bearing basins, in which there are rich oil and gas resources.

We have discovered a large amount of oil and gas reserves, and have gained enormous experience and a great deal of useful petroleum geological data on the exploration of continental oil and gas fields. We have developed a series of methods and theory of petroleum geology, including the transformation from continental organic matter to hydrocarbons, lacustrine sedimentary systems, composite oil and gas accumulations and the evaluation of oil and gas resources, etc. In addition, we have rich experience in exploring and developing fractrued oil and gas fields in marine carbonate rocks.

"**Petroleum Geology of China**" is a series about the practice and experience of exploration in China. It contains petroleum geological data and knowledge from all the main oil and gas

basins and areas favourable for exploration both on–shore and off–shore. It is the first series to publish systematically this type of works covering the history and results of China's petroleum exploration since the founding of the People's Republic of China, and it will show the great achievements of the oil and gas exploration of our country.

Some large areas in oil and gas bearing basins in China have not still been developed. The publication of "**Petroleum Geology of China**" will be of great help in discovering new oil and gas bearing areas through the utilization of the knowledge and experience we have obtained. It also will be of a great value for the further development of petroleum and natural gas industry and technology of petroleum geology of our country.

Based on the administrative regions in which oil fields, exploration bureau and petroleum companies are located, and taking into consideration of geological tectonic units, "**Petroleum Geology of China**" is divided into 16 volumes, as follows:

Vol. 1.Introduction
Vol. 2.Daqing, Jilin Oil Field
Vol. 3.Liaohe Oil Field
Vol. 4.Dagang Oil Field
Vol. 5.Huabei Oil Field
Vol. 6.Shengli Oil Field
Vol. 7.Zhongyuan, Nanyang Oil Field
Vol. 8.Jiangsu–Zhejiang–Anhui and Fujian
Vol. 9.Jianghan Oil Field
Vol. 10.Sichuan Oil &Gas Field
Vol. 11.Yunnan–Guizhou–Guangxi
Vol. 12.Changqing Oil Field
Vol. 13.Yumen Oil Field
Vol. 14.Qinghai–Tibet
Vol. 15.Xinjiang
Vol. 16.Oil & Gas Bearing Areas on the Continental Shelf and Its Neighbouring Regions

"**Petroleum Geology of China**", compiled by scientists and experts from many departments all over the country, is a fruit of collective efforts. In the course of compilation and publication, we have had much help and support provided by the leaders of the Ministry of Petroleum Industry and its departments, the Research Institute of Petroleum Exploration & Development, and Petroleum Industry Press. We wish to acknowledge our deep gratitudes to all people and organizations which joned in and supported the work here.

Although each volume has its own emphasis due to the different exploration history and geological conditions of each basin (region), they all try to give readers clear and reliable information and views of the characteristics of the regional and petroleum geology, and will be added to and enhanced as exploration and scientific knowledge improves.

Editorial Committee of "Petroleum Geology of China"
Beijing, P.R.C., 1987.

中国陆上第一口油井

1907年于陕西省延川县永坪镇七里村钻凿，发现中国陆上第一个油田——延长油田





中国陆上第一个油田

1907年6月，清代光绪丁未年，陕西延长油矿（时称石油厂）厂门景观



台湾省苗栗油矿

始建于1878年，1895年为日寇侵占，1945年回归祖国。图为苗栗油矿出磺坑油田

挺进塔里木盆地

1958年，中国组成石油地质勘探队，以骆驼为交通工具，拉开了塔克拉玛干大沙漠石油勘探序幕





大庆油田发现井松基 3 井喷油

1959 年建国 10 周年前夕，松基 3 井喷出工业油流，从而发现了位居世界特大型的陆相油田



任丘油田发现井任 4 井喷油

任丘油田任 4 井喷油，日产千吨，开拓了碳酸盐岩潜山找油的新领域



科学探索井——台参1井喷油景观

吐-哈盆地台参1井获得工业油气流，打开了该盆地找油气的新局面



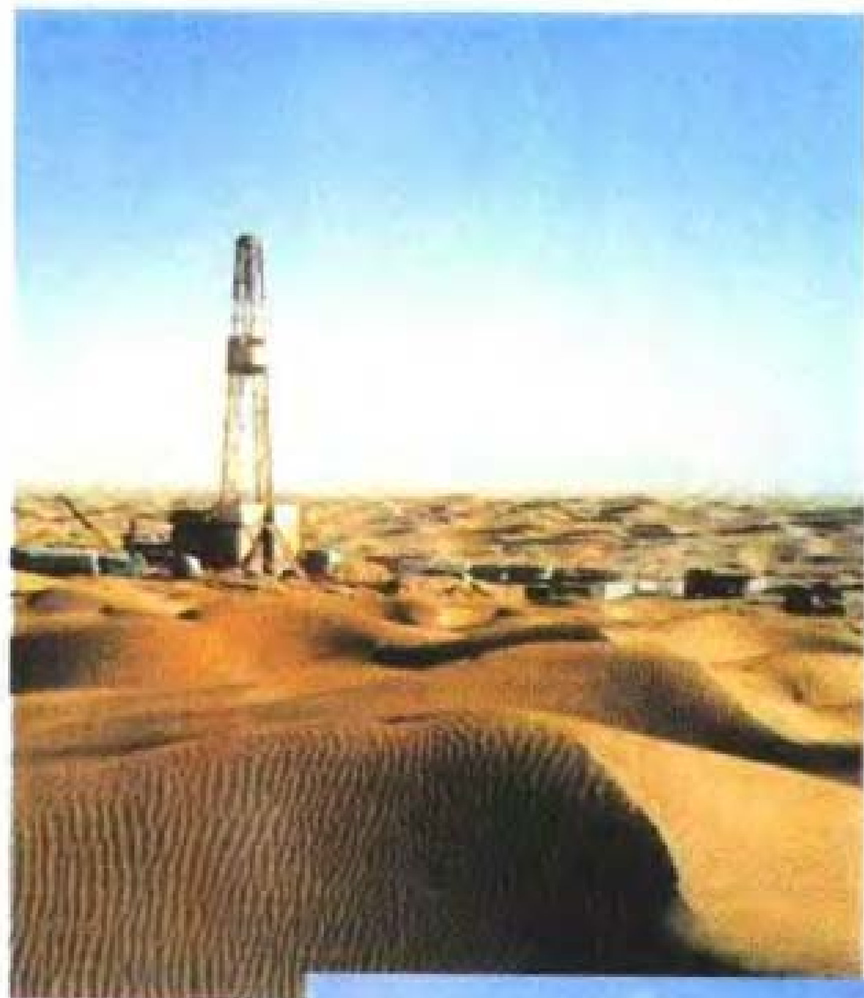
科学探索井——酒参1井获油气流

酒泉东部盆地科学探索井——酒参1井，1993年获油气流，证实这个盆地含油气前景



科学探索井——陕参1井喷气景观

科学探索井——陕参1井喷出高产天然气流，发现了鄂尔多斯盆地中部大气田



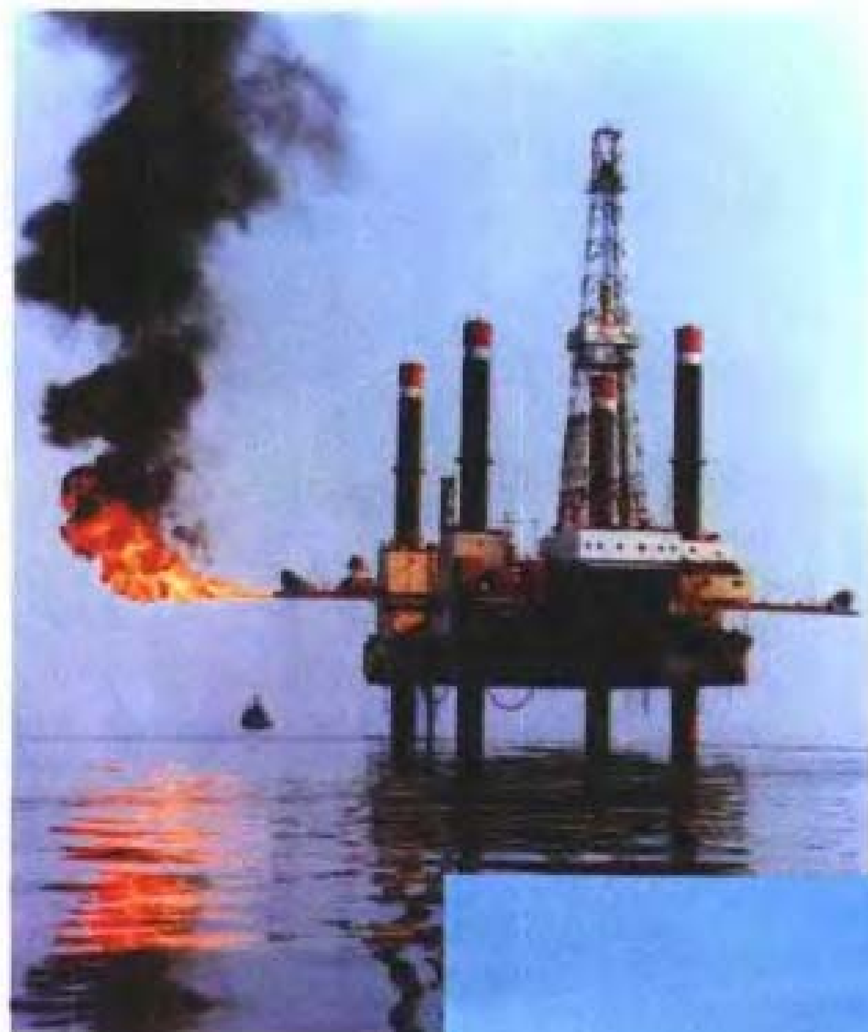
沙漠中钻井

中国石油勘探工作者，在广袤的塔克拉玛干大沙漠钻井



沙漠地震勘探

地震队进军塔里木盆地号称“死亡之海”的塔克拉玛干大沙漠



海上油气田

我国自营海上勘探取得重大成果。图为锦州20-2油气田



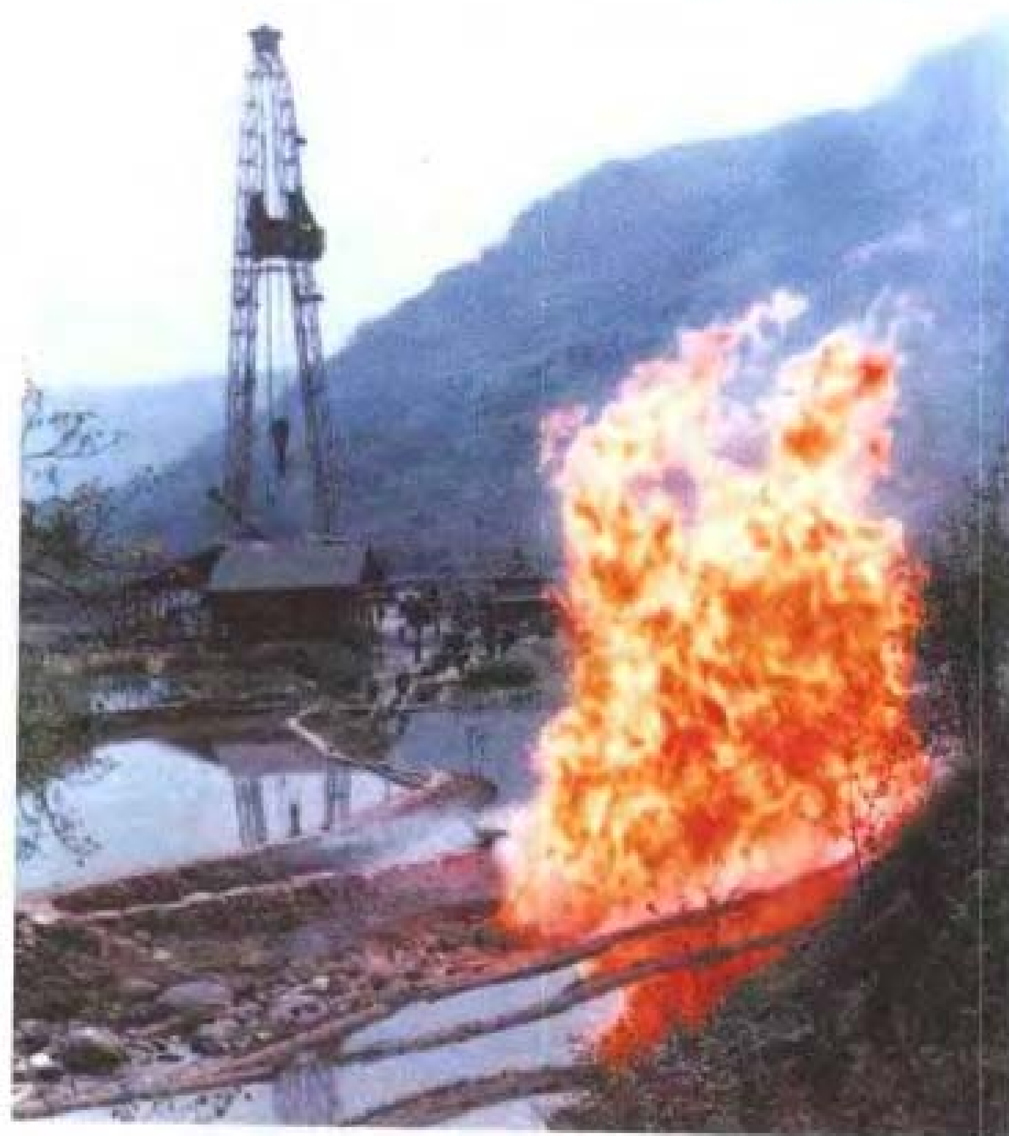
海拔3100m的青海油田

青海柴达木盆地西部南区形成包括狮子沟、花土沟、绿斯库勒等油田在内的富集油气区



滩海区地震勘探

渤海湾盆地胜利油田滩海区进行地震勘探



高产气层发现井喷气景观

四川盆地东部石炭系为主力产气层。图示相国寺气田发现井相18井喷气

目　录

CONTENTS

第一章　绪　论

中国是最早发现和利用石油天然气的国家之一，远在两千年前，就已经在陕北和四川分别发现和利用石油和天然气了。

到了近代，由于封建主义的长期统治和帝国主义的侵略压迫，使中国石油天然气工业发展十分缓慢，远远落后于世界工业先进国家。

中华人民共和国的诞生，使得石油天然气地质事业进入崭新的发展阶段，以前所未有的高速度迅猛发展，在大量的石油天然气勘探工作基础上，已先后发现了为数众多的含油气盆地和油气田(图 1-1)❶。

40 多年的石油天然气地质勘探，通过反复实践反复认识，已系统研究和总结出了具有中国特色的石油天然气地质学。

中国石油天然气地质学的产生与发展，是与油气勘探实践紧密联系在一起的，并大体经历了古代的萌芽阶段(1878 年前)；近代的引人阶段(1878～1949)；现代的中国油气地质理论的诞生(1950～1959.8)；系统发展和日臻完善阶段(1959～1995)等。因此，在下面叙述中国石油天然气地质学的发生、发展过程时，首先简要介绍地质勘查实践的进展状况，然后论述与其相应的理论发展。

第一节　古代石油天然气地质学的萌芽(1878 年前)

一、石油天然气的发现和利用

1．石油的发现和利用

中国是发现石油最早的国家之一。史书记载中，首先见于公元 32～92 年东汉历史学家班固所著《汉书》，在该书《地理志》中载有“高奴有洧水可爇(燃)”。

高奴位于今陕西省延长县一带，洧水为今延河的一条支流。实际上，人们发现和利用石油比文字记载应早得多。由此可以认为，中国应在两千多年前已发现了石油，并知其可以燃烧。

对于中国其它地方发现石油的历史记载也很多。如关于甘肃玉门地区的石油，在西晋人司马彪(公元？～306 年)所著《后汉书・志》中，有这样一段记载：酒泉郡延寿“县南有山，石出泉水……。其水有肥，如煮肉洎，羕羕永永，如不凝膏，然(燃)之极明，不可食，县人谓之石漆”。至唐及其后对甘肃玉门地区的石油的记载就更多，而且十分详细了。

新疆地区石油的记载，最早见于北齐魏收所著《魏书》：“龟兹国，在尉犁西北白山之南一百七十里，都延城，汉时旧国也。……其国西北大山中，有如膏者流出成川，行数里入地，如餹䊔，甚臭……”。《魏书》成书于公元 386～550 年，龟兹国在今新疆库车一带。可见，新疆库车地区的石油在 1500 多年前，就已发现了。

关于新疆准噶尔盆地南缘精河地区石油，在宋朝欧阳修等所著《新唐书・地理志》中，有一段文字记载说，从今新疆吉木萨尔县西至伊宁市附近要渡“石漆河”，即今精河。“石漆”是石油

---

❶ 本书中国国界线系按照中国地图出版社 1989 年出版的 1：400 万《中华人民共和国地形图》绘制。

之古称。由此可以认为当时人们在精河地区已发现了石油。

古代石油主要用于照明、润滑、制墨、防腐、医药以及战争等方面。

2. 天然气的发现和利用

中国是世界上最早发现和利用天然气的国家。

早在西汉时期，在钻凿盐井过程中已发现了天然气逸出燃烧，称之为“火井”。据《汉书·郊祀志》记载，西汉宣帝神爵元年（公元前 61 年）“祠天封苑火井于鸿门”，同书《地理志》也有西河郡鸿门县“有天封苑火井祠，火从地出”的记载。汉代之鸿门县位今陕西神木—榆林一带。

在鸿门发现火井前后，四川也发现“火井”，如西汉文学家扬雄（公元前 53～公元 18 年）的《蜀都赋》中记载“蜀都之地，古曰梁州，……东有巴赍，绵亘百濮。铜梁、金堂，火井、龙湫……”。铜梁山在今四川渠县，金堂山在今四川新都县，把“火井”奇特景色与“龙湫”相媲美，与名山并列。

西晋时期张华所撰的《博物志》（公元 267 年）对甘肃玉门一带的天然气也有记载“：“县南山，名火泉，火出如炬”。

古代在华北平原也不断发现天然气苗。唐房玄龄等著《晋书·志》十九记载：“光熙元年（公元 306 年）五月，范阳国地燃，可以爨”。范阳在今冀中坳陷定兴县一带。不仅有天然气逸出，而且用来作饭。

在云南蒙自县，在明朝朱国桢著《涌潼小品》中记载：“阿迷州有火井，烟夹水出，投以竹木则焚……”

在东南沿海，也发现天然气苗。如清人叶廷眷撰写的《上海县志》记载，公元 1512 年（明武宗正德七年）“冬十一月冬至，海上有火如列炬，西抵北蔡，且闻金革声……”。

在台湾省台南县也较早发现天然气，公元 1747 年（清乾隆十二年），范咸所编修的《台湾府志》中记载：“玉案山后山之麓有小山，其下，水石相错，石罅泉涌，火出水中，有焰无烟，焰发高三四尺，昼夜不绝”。

天然气在古代，主要利用来作饭和煮盐。如在四川汉代陵墓中发现汉代画像砖中，有两幅是描述采气煮卤熬盐情景的（图 1－2）。该图左面一幅是从四川邛崃县花牌坊出土的一块画像砖。从图上可以看出，左下角是一盐井，井架有二层，每层有两人，面对面地操作。转动辘轳，提取卤水。井架第二层右侧有一长方形槽池，从井下汲出卤水先入池，再经管线送入盐锅中。该图右面一幅是从成都西门外出土的一块汉代画像砖，右上角残缺。从右下角剩余部分可以看出，灶门并排列着三四根竹管通锅底。经国内外有关专家[1] 研究确定，认为这些管子是输送天然气于锅下，点燃煮卤熬盐的。

由此可见，中国人民在两千年前，已经用天然气煮卤熬盐了。用天然气煮卤熬盐的文字记载见于《博物志》[2]“临邛火井一所，从（纵）广五尺，深二、三丈。井在县南百里，昔时人以竹木投以取火。诸葛丞相往视之；后火转盛热，盆盖井上，煮盐（卤）得盐……”。

用天然气煮饭的记载前已述及，即在《晋书·志》中记载的“范阳国地燃，可以爨”。

二、石油天然气地质学的萌芽

通过长期实践，中国古代的“山匠”们，积累许多找油气的经验，逐步建立了一些油气地质

[1] 中国自然科学史研究所主编．中国古代科技成就．308 页。及 Joseph Needham. Science and Civilization in China. Vol. 4. part 2. fig. 396。

[2] 西晋张华著，成书于公元 267 年。

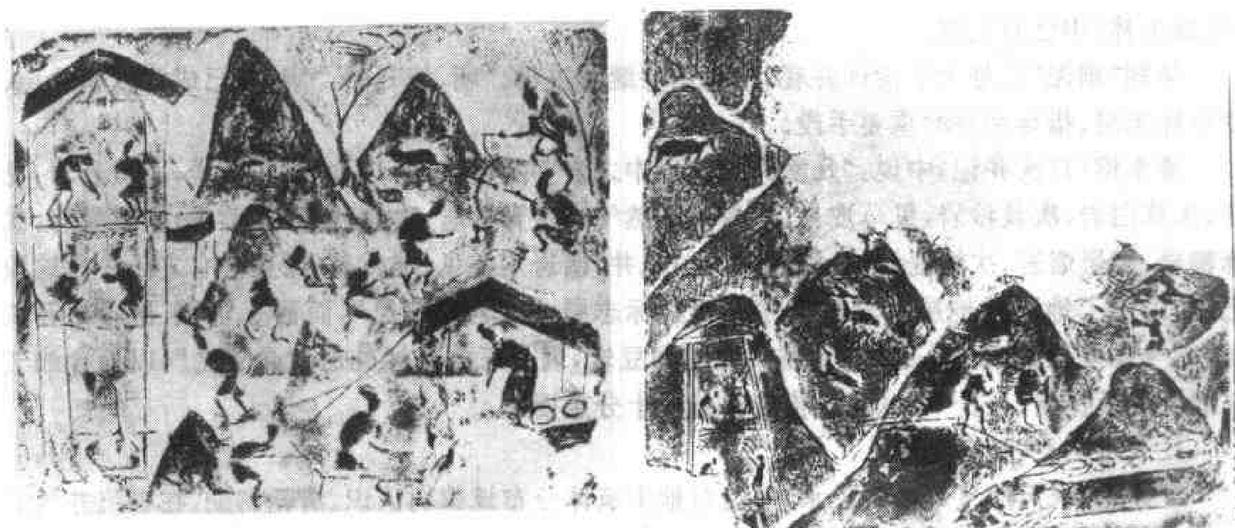


图 1-2 汉代画像砖

(引自《中国石油工业发展史》,卷一:1984)

意识,用以指导井位部署和钻井作业,中国石油地质学从此开始萌芽。其主要内容大体有以下四个方面。

1. 对石油的来源有了初步认识

伴随着对石油、天然气的开采、利用,人们对石油、天然气的产状、流动特点、产出岩性等逐步有了较深入的观察。北宋科学家沈括(公元1031~1095年),在他所著的《梦溪笔谈》中讲道,“石油至多,生于地中无穷,不若松木有时而竭”,“生于水际沙石,与泉水相杂,惘惘而出。”在这里,沈括第一个把石油与地质结合起来,认为石油生于地下深处,水际沙石之中,而不是水上漂浮之物。而且沈括第一个提出科学的“石油”一词,统一了名称。

2. 看“龙脉”定井位

早在2200年前,春秋战国时期,秦国李冰[1]“能知天文地理……,又识齐水脉,穿广都盐井诸陂池”[2]。说明当时钻凿盐井要识脉,即按一定的地质或地貌条件来确定井位。在自流井一带,传说古代打井要先请“山匠”观看“龙脉”,这是有道理的。如果把古代天然气井位置,投绘在现代编制的自流井气田构造图上,可以看出,绝大部分气井,位于构造长轴部位,而在低部位的气井,则寥寥无几。由此可以看出“山匠”按“龙脉”定的井位,就是位于天然气富集的背斜构造轴部。1840年完成的火井王——磨子井,就位于构造最高点。

3. 扇泥——岩屑录井,建立地层层序

在北宋之前,所钻之井均为大口井,而且不很深,人们可下井用肉眼直接观察地层。从北宋起,开始钻凿小井径“卓筒井”,而且井深不断加大,为此,逐步摸索发明了扇泥筒捞取岩屑。一则清理井底,以保证继续钻进,再则通过“扇泥”捞取的岩屑观察,以建立地层层序和岩性剖面。在明万历年间《四川盐法志·卷二·盐井图记》[3]中,有这样一段描述扇泥的过程:“锉井初,则灌水凿之,及二、三丈许,泉四出,不用灌水,无论大小钎触处,俱为泥水。每凿一、二尺起钎,用筒竹一,约丈余,通节,以绳系其梢,筒下为皮钱掩其底,操绳以缩皮,泥水翕入,浥满提出,渐尽,复下钎凿焉。”其实关于扇泥筒捞岩屑,早在公元十二三世纪已开始了,在南宋时期成书的

[1] 李冰,秦孝文王时为蜀守。

[2] 引自北魏郦道元著《水经注》。

[3] 马骥编著于1620年前。

《东坡志林》中已有记载。

早期“扇泥”只是为了清理井底，以使钻井继续进行。明、清开始，“扇泥”已成为认识地层、划分标志层、指导钻井的重要手段。

清李榕《自流井记》中说：“凡凿井须审地中之岩，井锉初下为红岩，次瓦灰岩，次黄姜岩，见油；次草白岩，次黄沙岩，见草皮火（即少量天然气）；次青沙岩，次白沙岩，见黄水；次煤炭岩，次麻箍岩，次黑烟岩，次绿豆岩，见黑水。……凡井，诸岩不备见，唯黄姜、绿豆必有之……。”这段记载，说明了地下的地层和岩性层序与识别标志层，“诸岩不备见”，而黄姜岩（东岳庙组石灰岩，现今侏罗系标准层）、绿豆岩（雷口坡组绿豆岩，现今三叠系标准层）“必有之”，以及含油气水的层位及特点。这一个认识对指导钻井是十分重要的。

4. 立缝见火，横缝见水

立缝见火（天然气），横缝见水，这是对地下流体分布规律的认识。清朝初期，在自流井气田上，已开始建立了钻井技术档案，即“井口簿”。在井口簿上，有大量的“立缝”与“横缝”的记载。在有的井口簿上记载着“立缝见火”、“横缝见水”。这种对流体分布特征的认识，和目前人们的认识是十分接近的，天然气多在垂直裂缝中富集，而在水平裂缝中则多含水。

由上可知，中国古代石油与天然气的发现、利用、钻井和地质意识的发展方面，有过光辉的业绩，居世界领先地位，为人类历史作出了重要贡献。但由于长期的封建统治，闭关锁国，使后来的发展速度极其缓慢，以致使近代石油天然气工业远远落后于世界上先进的国家。

第二节　近代油气地质科学理论的引入与发展（1878～1949）

1878 年，中国在台湾省苗栗地区，雇用外国技师两人，买顿钻一套，以蒸汽机为动力，用了一个月时间钻成 120m 深的第一口近代油井。一般以此为标志，被认为是中国近代石油天然气工业的开始。

一、近代石油天然气地质勘查

中国近代石油天然气地质勘查，步履艰难，既无统一之计划，又无先进设备和经费的保证，仅是少数专家在一些局部地区，以近代石油地质科学概念为指导，进行了不同程度的地面地质调查和少数钻井。到 1949 年底，中国仅在陕北、甘肃、新疆、四川、台湾等处局部地区进行过石油地质勘探。

到 1949 年底，累计发现的油田计有：陕北延长，玉门地区老君庙，新疆独山子，台湾省台北的出磺坑、台南的竹头崎。气田有四川巴县的石油沟、隆昌的圣灯山以及古代已发现的自流井气田，台湾省有台南的六重溪、牛山和台北的竹东、锦水等气田。累计发现石油地质储量 2900 万 t，累计生产天然原油 67.17 万 t，累计生产天然气 11.7 亿 m^3。

中国近代在大陆最早的石油地质勘探地区是陕北。

陕北地区的地质调查与钻探始于 1907 年。该年清政府向国外聘请了技师和购买了顿钻机械，于当年 8 月钻出了第一口油井。后又连续有两口井见油，于是陕北出油的消息闻名遐迩。1914 年，由当时北洋政府与美国美孚石油公司签订合同，组织地质调查，并在黄陵、延安、延长、铜川等处共钻井 7 口。井井见油层，但产量甚低。美方地质家 M L Fuller 在地质调查报告中说：“没一口井的产量可以认为有工业价值。”

之后，由中国地质调查所分别于 1923，1931，1932 及 1933 年派王竹泉、潘钟祥、谢家荣等

人进行了地质调查。他们根据采集的化石资料，更正了美孚石油公司在地层划分上的错误，在永坪村西南等地发现了明显的背斜构造，测制了延长地区1∶500井位分布图。并写成《陕北油田地质》一文，刊于1933年《地质汇报》，第20号。

1934年，陕北油矿处成立，于延长和永坪共钻井7口，除1口并外，均见到油流。有两口井日初产油量为1.5t和3t。1935年，中国工农红军到达陕北，1940年，中共中央军委后勤部军工局派员到延长油矿进行地质调查。通过调查认为延长地区为西倾单斜，地层平缓，一般倾角2°～3°。同时，在七里村发现了储油鼻状背斜，倾角5°～8°。钻第一口探井，于井深80m自喷原油，从而发现了七里村油田，使陕北原油产量增长几倍。1943年产油量为1935年以前14年的总产油量。月炼油量也由原来的2700小桶，提高到15000小桶，有力地支援了陕甘宁边区照明用油。

四川地区的石油天然气地质调查，最早为美国人G D Loudorback于1915年在犍为、乐山及自贡等地进行的[1]。1929、1931年，中国地质调查所赵亚曾、黄汲青、谭锡畴、李春昱等及中山大学、中央大学地质系的地质家，对四川的自流井、五通桥、石油沟、蓬莱镇、达县等地进行了石油地质调查，编写了相应的地质报告。

通过地质调查，对四川地区的含油气性有了新的认识。谭锡畴、李春昱的意见是：

1)四川可分为8个含油气区，即富顺乐山、资中仁寿、蓬溪遂宁、荣昌永川、巴县江津、达县宣汉、乐至简阳及成都邛崃。

2)自流井、贡井为一穹窿构造；乐山、巴县系背斜；荣昌、永川一带是褶曲极佳地区；蓬溪、遂宁地区背斜构造平缓；乐至、简阳一带背斜构造宜于聚油；资中、仁寿一带断层显著，褶曲构造不多，储油构造当与断层有关。

3)四川地区含油层可划分为6个层系，上起白垩系自流井层(现划为侏罗系)，下至三叠系嘉陵江层，其中，三叠系石灰岩是主要含油气层。

抗日战争时期，四川盆地的油气勘探工作比较多。进行调查工作的有中国地质调查所黄汲清、潘钟祥、陈秉范，四川油矿探勘处王檠、沈乃菁等，矿产测勘处谢家荣等及甘肃油矿的陈贲等专家。

当时认为四川盆地是最有希望的含油气地区。其中二叠系栖霞石灰岩、乐平煤系、三叠系嘉陵江石灰岩以及侏罗系、白垩系均有可能生油。由于在自流井地区侏罗系和白垩系已有不少井钻穿，并未见大量石油，于是推测浅层含油不丰富。而二叠系、三叠系，是浅海相沉积，埋藏深，应进行钻探。黄汲清于1938年10月提出钻探威远臭水河背斜的建议，但经几年钻探未达目的。

从本世纪30年代起至40年代末，四川盆地在巴县石油沟、飞仙岩、威远臭水河、隆昌圣灯山、江油海棠铺等五处钻探井，其中巴县石油沟及隆昌圣灯山背斜构造见到工业气流，日产天然气分别为1.4万m^3、14万m^3。

对四川找油气方向，谢家荣曾提出应找雁行式低背斜，认为两大背斜间的低背斜，最适宜于油气聚集。

新疆地区石油地质调查，始于19世纪末至20世纪初。王树楠、谢彬、吴绍璘、吴蔼宸等在游记中对那里的油苗作过若干简单描述。主要产油气地点有：乌苏东南方向的南山及独山子，绥来，塔城东南方向黑油山(克拉玛依)，迪化(乌鲁木齐)东50里的苏达车、西40里的四岔沟，

---

[1] 该研究报告收入翁文灏1919主编的《中国矿产志略》，农商部地质调查所印行。

库车北，温宿东北，喀什的赫子尔波，莎车城西部。

1905、1924年有俄国和美国地质家到新疆局部地区先后作过石油地质调查。1927～1935年，中国地质学家袁复礼参加中国瑞典西北考察团，在塔里木西南部发现海相白垩系、第三系，在吐鲁番地区发现沥青脉。

抗日战争时期，1942年黄汲清、杨钟键、翁文波等到新疆作过石油地质调查，工作地区有乌苏独山子、库车铜厂、温宿托克拉克，于1943年写成"新疆油田地质调查报告"，认为陆相侏罗系为重要生油层。独山子背斜构造含油地质条件最好。独山子构造于1937年1月14日第一口油井出油，至1942年已钻井23口，最大井深1453m，年产原油6900t。1945年后基本停产，仅用土法开采。

甘肃、青海地区的石油地质调查情况简述如下：

1）玉门地区，最早在本区工作的是谢家荣(1921)。之后有张人鉴(1928)、侯德封、孙健初(1923)、顾少川等(1937)。张人鉴认为玉门地区油质好，颇有开采价值。

抗日战争时期，当时中国政府资源委员会，于1938年设置甘肃油矿筹备处。同年12月孙健初、严爽与靳锡庚等到了玉门地区，先后调查了石油河、干油泉、三橛湾、石油沟、夹皮沟等有油苗地区。详查了老君庙及石油沟背斜构造，编制了1∶10000老君庙地区构造图。1939年编写成"甘肃玉门油田地质报告"，指出玉门地区生油层为白垩系，储集层为白垩系上部及第三系白杨河组，并提出老君庙背斜构造第一口井位。1939年8月，于井深88m，日喷石油10t，从而发现了老君庙油田。接着又进行了钻探，1940年底已钻浅油井7口，口口井见油流。1941年又有两口深层井喷油，证实老君庙油田具有工业价值。老君庙油田的发现和开发，使中国近代石油工业进入了一个崭新的发展阶段。到1948年底共钻井44口，进尺2.2万m。年生产能力8万t，累计生产原油45.5万t，同时开始炼制原油，年加工能力10万t，能生产12种油品(《当代石油工业》，1988)。

2)潮水盆地南部，1940年，孙健初等勘查了永昌青土井油苗，证明油苗产自背斜构造，产油层位为白垩系。

3)甘肃西部及青海地区大范围的地质调查是在1945～1947年进行的。在孙健初的领导下，分别细测了酒泉西部盆地文殊山、大红圈、青草湾、石油沟等四个构造，提交该地区1∶40000地质图15幅，对中生界进行了较深入的分析。与此同时，并对青海民和盆地药水沟、享堂构造进行了地质勘查。

1947年5月，中国石油公司甘青分公司派员前往青海柴达木盆地勘查了"油沙山"的油砂。

此外，近代在中国进行石油地质调查的地区还有贵州的贵阳、铲山、盘县及浙江的长兴。后者是由地质家翁文灏、谢家荣、黄汲清等先后进行调查的。

二、对中国含油气前景的评估

对于中国含油气的前景，中国许多地质专家从本世纪20年代开始，在极其困难的条件下，做了很多工作，足迹涉及新疆、甘肃、青海、内蒙古、陕西、四川、热河、贵州，以及浙江等地区，通过艰苦实地的考查，他们得出了乐观的结论。

张丙昌早在1919年，就在他所著《石油概论》中，根据中国油气苗数量多、分布广的特点，提出中国石油"蕴蓄丰厚，广漠无限，诚可与美国东西数千里、南北千余里之油田相抵抗；而俄国、日本、南洋群岛又属次矣。"

李四光对美孚石油公司的结论，就曾提出不同看法："美孚的失败，并不能证明中国没有油

田可办。”“中国西北方出油的希望虽然最大，然而还有许多地方并非没有希望。热河据说也有油苗，四川的大平原也值得好好研究，和四川赤盆类似的地域也不少，都值得一番考察”(仲癸，1928)。

1934年，李尔康提出，只有进行油田之调查，实为发展中国石油工业之第一步，“中国石油矿产，国人虽无精确调查，但据一般地质家之推论，我国石油储量尚丰，其重要分布区域，为自新疆之北部，沿南山(即祁连山)之北麓，延至甘肃西部之敦煌、玉门，再至东部达陕西北部。南越秦岭至四川盆地。除此之外热河、辽宁之石油页岩中也含有石油。将来在河北、山西、河南、山东等地或有发现之可能，现闻广东、湖南、西康、贵州等省，亦间有煤气之发现，各地储量，尚待调查”。李尔康接着提出一系列石油地质调查勘探方法及采油措施，他认为只有坚持勘探才是“解决我国汽油问题之途径”，“美技师之调查不足为凭”，美国地质调查所于1920年发表中国石油储量为13.7亿桶[1] 的数字“亦未有必然也”。

1943年，孙健初发表文章，把中国与当时产油大国美国从地理、地质等方面进行对比后认为，中国有利含油气地区面积达175万km^2。

中国著名地球物理学家翁文波于1948年1月在美国石油天然气杂志发表文章，以定碳比评价中国含油气远景。文中指出中国有三个定碳比低值有利含油气带：一是西北地区，包括准噶尔、塔里木盆地、柴达木盆地和甘肃河西走廊，已发现了乌苏(独山子)、玉门油田；第二带是狭长的华夏沉降带，北起东北，向南西延伸，进入印度支那，基底是海相古生界和三叠系，上覆若干年轻沉积层的盆地。该带北段包括松辽盆地，中部包括华北、南阳、江汉等，为河流三角洲及湖相沉积层覆盖，缺少地面油气显示，南段包括滇黔桂等地区；第三低变质带是位于东南沿海及台湾省西部，可能含油气层是下第三系。

三、油气地质科学的引入及陆相生油观点的提出

1. 油气地质科学的引入

中国近代，伴随着石油地质勘查事业的发展，逐步从国外引入科学的石油地质学理论，主要是背斜油气聚集成藏的理论及追踪油气苗的勘探方法。

近代石油工业，先是从美国发展起来的，而且发展较快。石油地质学也是于19世纪末期先从美国逐步发展起来的。

1859年，美国人Drake E L在阿巴拉契亚山区，用蒸汽机为动力，在宾夕法尼亚州Tilusville区，钻成功了世界第一口工业油井，井深21.69m，日产油1.817m^3，从而成为近代石油工业的起始。这一口并也被命名为德拉克井(Drake well)。

国外把寻找石油与地质结合起来，是在19世纪末期开始，由此诞生了石油地质学。在Drake井完成后的第三年，加拿大人Hunt T S研究了安大略油田，指出石油多储于背斜顶部多孔隙石灰岩之中。与此同时，美国人Andrews E B也提出同样的观点，但均未引起石油企业界的注意。

White I G于1883年研究了美国阿巴拉契亚区油气并后，指出石油聚集与背斜构造有密切关系。为证明他的观点，他选了三个背斜，在其顶部拟定了3口井位，于1884年开始，先后获得油气流。于是White I G于1885年发表了论文“天然气地质学”(The Geology of Nature Gas)，提出背斜理论，并开始为石油界重视。到1915年，大部分石油公司均先后建立了地质部门，因而把1885年定为石油地质学的诞生年。

---

[1] 1桶(美)=0.159m^3。

是目的层缺失，如潮水盆地窖水构造；有的是地面背斜构造与地下构造不吻合，如川西海棠铺构造等。在挫折中人们开始认识到，一个油气藏的出现，是要具有多方面的条件。找油气田不能简单理解为就是找地面背斜构造、找油气苗，还要研究储集层的变化、地层分布、构造发育历史以及上下构造吻合情况等。并认识到区域构造稳定地区，也可形成油气田。对油气藏形成方面的这些新认识，是油气勘探指导思想的一次提高。

二、指导理论开阔，油气勘探获得重要突破(1955～1959.8)

鉴于前期的认识，本期油气勘探逐步向盆地腹地和构造平缓地区拓展，即所谓的上"地台"。在此认识指导下，1955年末首次突破，发现了克拉玛依油区；1958年发现了川中含油区。

1. 克拉玛依油区的发现

克拉玛依地区位于新疆准噶尔盆地西北缘，经初步地面调查后，认为该区是具有地台性质的稳定地块，油气苗是油气在盆地中心生成后，向盆地边缘运移过程中形成的，含油最有希望的地区是沥青露头区以南、玛纳斯以北的900km² 地区。1955年7月6日，在位于南黑油山背斜的1号探井开钻，10月20日完钻，井深620m；11月1日喷油，日产原油19.62t，产油层为中三叠统下克拉玛依组。

克拉玛依地区地形平坦，面积3000km²。区域构造为向东南倾斜的平缓斜坡带，倾角5°～10°。近断层处发育挠曲或鼻状构造，克拉玛依地区第一口探井及背斜间的联络井，均先后获得工业油流，从而证实是区域性含油。1956年，石油工业部采纳了部长助理康世恩提出的在大型盆地稳定地区开展区域综合勘探的建议，在克拉玛依-乌尔禾地区的近5000km² 的范围内，开展了地球物理和钻井综合区域勘探，共计部署大剖面10条。经过三年的实施，基本控制了克拉玛依油田。同时，又发现了白碱滩、百口泉、乌尔禾、红山嘴等4个油田，构成了克拉玛依油区。

克拉玛依油区的发现，是走出山前坳陷带之后，所取得的第一个巨大成果，拓展了找油思路，坚定了在平坦地区找油的信心。克拉玛依油区的发现，也是着眼全区，应用地面地质、地球物理、钻井等综合勘探方法的一次成功尝试。

2. 川中油区的发现

川中地区面积有4万km²，位于四川盆地的中部，为稳定的中间地块，前震旦系基底平缓北倾。

四川盆地的现代油气勘探，是从1950年开始的。但是在1955年以前，勘探工作主要集中于背斜构造明显、油气苗分布广泛的龙门山山前坳陷带的海棠铺、厚坝及川南地区。至1957年底，发现了东溪、黄瓜山和高木顶三个气田，证实了三叠系嘉陵江组石灰岩是川南地区区域产气层。

1957年起，对川中地区北起营山、渠县，南至合川、武胜进行了地面连片详查和细测。这比过去以单个背斜为单元的详查和细测，获得了更多、更全面的地质认识。并先后钻探了蓬莱镇、南充、龙女寺、合川、营山等背斜。

1958年3月开始，龙女寺背斜女2井、蓬莱镇背斜蓬1井、南充背斜充3井，相继获得工业油流。充3井喷油柱高达30m，不到两小时，喷油189t。为此从1958年11月18日到1959年3月，调集新疆、玉门石油管理局部分勘探力量，进行集中勘探，共计钻井72口，发现蓬莱镇、南充、合川和龙女寺等4个油田。产油较好的井有9口。

川中石油集中勘探，结束了四川盆地有气无油的局面，提高了对其含油性的认识。首先是搞清了中下侏罗统大安寨层、凉高山层含油特点，于1959年8月蓬40井又获得了工业油流，发现了桂花油田。9月、12月相继又发现了罗渡溪、营山油田和新的产油层——东岳庙油层。表

明川中地区油层纵向上为多层系，横向上分布广泛，并不局限于背斜圈闭。

到1959年底川中地区共发现平缓背斜24个，钻探了10个，发现了7个油田，产油层位包括有中、上三叠统和侏罗系。储集空间主要为裂缝、由裂缝连通的晶洞、溶洞、介壳间隙等。凉高山层为既有裂缝，又有孔隙的双重介质储集层，油层的分布受裂缝发育状况的控制。大安寨层既是生油层，又是较好的介壳灰岩储集层。

三、中国石油天然气地质理论的诞生

从1950年到1959年8月，是我国石油天然气勘探迅速发展的时期。在实践中初步总结出了一套具有中国特色的油气地质理论。

1.陆相生油观点进一步确立

经过十年的油气地质勘探，通过野外地质调查和油藏所处的地质环境研究，使广大地质家进一步确立了陆相生油的观点。各勘探盆地已先后确定了本地区的主要生油层系及分布范围。

1960年前后，石油工业出版社出版了有关这方面的若干著作，代表了这个阶段石油地质学家对陆相生油认识的水平。但由于种种原因，多数未能与广大读者见面。《中国陆相沉积生油和找油论文集》(第一集)(1960年3月)，是公开发行的一本。该书各篇论文，有的从大地构造条件、沉积环境、古气候及有机物沉积特点，来论述石油的生成；有的从陆相沉积、沉积建造与生油关系，来论述陆相沉积的生油条件；有的从岩石性质及动物、植物化石来论证陆相生油；有的论文还谈到在陆相沉积中，如何找油的问题等等。

关于生油的地质条件，当时已经提出：在内陆盆地的沼泽相、湖泊相(淡水、半咸水)甚至三角洲相，都是生油层的沉积环境，并大体明确了中国已勘探盆地的主要生油层系。关于生油层与储油层的分布关系，该书认为，储油层在生油层剖面内，或在其上，或在其附近。陆相生油岩是在沉积盆地不断扩大、水体封闭、湿润气候条件下堆积而成，其直观标志与海相一样是灰绿色到黑色粘土岩。

在此期间，中国科学院兰州地质研究所于1959年提出中国陆相生油的地质条件是"内陆潮湿坳陷"。地质部系统对陆相生油也进行了大量的研究工作，在描述生油层地质条件时，特别强调了还原环境。

2.对于油气藏形成条件的初步认识

1955年，第一次走出山前坳陷，在背斜构造不明显的单斜带，发现了当时中国最大的克拉玛依地层超覆和地层不整合大油田。之后，又发现了鸭儿峡变质岩风化壳油藏、川中裂缝性油藏，证实了中国油气藏类型是多种多样的，勘探领域十分广阔。

在油气藏形成的过程中，水文地质条件有很大影响，克拉玛依油田在这方面的研究较为深入和系统(《石油地质报告集》，1959)。

开始认识到油气藏分布不仅受单个构造的控制，就总体来看，是被构造带控制的。因此，相应地提出了油气聚集带的概念，如准噶尔盆地北部划分出3个含油区、7个油气聚集带；克拉玛依—乌尔禾为一个油气聚集带。

3.对于中国油气勘探的方向和方法有了进一步的认识

关于找油方向，已经明确提出：必须在具有生油岩系的盆地范围内去找，首先是要在有生油岩系的整个盆地里去找储油构造。

对含油气的评价工作，也逐步摈弃单个背斜的排队方法，着眼于全盆地或一个含油气地区的综合评价。在勘探方法上，开展了如川中、川南等地区的构造连片细测和克拉玛依的地面地质、钻井及地球物理的综合勘探，从而能够较全面而且较快地认识地下地质构造。

大庆油田，就是在中国西部，特别是克拉玛依油田发现后，经初步总结出的中国石油天然气地质理论的指导下，发现的一个特大油田。

第四节　东部油气区的发现和中国油气地质理论的系统发展(1959～1978)

中国石油天然气勘探重点，由西部向东部转移的原因，一是油气地质理论水平的提高，认识到东部地区有较大的含油气潜力；二是勘探手段的改进与发展，特别是地震与深井钻探技术已开始广泛使用，于是才有可能在一无地面背斜，二无油气显示的广袤大平原内进行油气勘探。

关于我国东部地区的含油气性，早在1948年1月，翁文波教授在美国油气杂志上就著文指出，中国松辽、华北、江汉和鲁、苏、浙、闽、粤沿海以及台湾省西部定碳比小于70%，为有利含油气区。从1952年以后，又有一些中国地质专家先后提出，应该开展中国东部地区的地质勘探。

从1955年开始，地质部和燃料工业部石油管理总局加强了在东部地区进行的石油地质普查工作。1955年1月，燃料工业部石油管理总局召开了第六次全国石油勘探会议，确定了开展中国东部地区石油地质普查。同年1～2月，地质部第一次石油普查工作会议也决定开展东部的勘探。

1956年，石油工业部成立华北石油勘探大队，并开钻了第一口石油参数井——华1井，同时派出地质队到二连盆地进行石油普查。

1958年，又在长春市成立了松辽石油勘探局，在上海成立了华东石油勘探局，为中国石油勘探的重点东移作好了组织准备。

一、大庆油田的勘探开发和中国油气地质理论的逐步确定

1. 大庆油田的发现

松辽盆地以油气为目的的地质普查工作是从1955年开始的。首先是地质部东北地质局进行了两条路线踏勘。通过调查认为：松辽平原是一个沉降区，有很厚的白垩系与第三系，总厚度约4000m。在松花江岸及公主岭西之黑山咀子找到了具有油味和荧光显示的含介形虫化石的暗色泥岩，并提出有海相地层存在的可能。预测平原中部可能有储油构造，建议尽快开展地球物理勘探。1956年，地质部松辽石油普查大队和第二物探大队，在松辽平原进行重磁力普查，初步了解了松辽平原的基底起伏状况。

1957年3月，石油工业部西安地质调查处116队，对松辽盆地及毗邻地区地质资料进行了综合研究，认为松辽平原为有希望的含油气区，建议进行地球物理勘探，并提出基准井的井位，其中定在5号重力高上的一口井，位于现今葡萄花构造上。

1958年，在松辽平原开展了大规模的石油普查勘探，石油工业部在松辽平原组成各种类型的勘探队32个，动用钻机4台，进行勘探。

1958年4月17日，地质部于盆地东南部吉林省前郭尔罗斯旗南17井见到油砂，接着又在30多口浅井中见到油气显示。其中南14井于9月7日见到20多个油层，总厚度60m。因而提高了对松辽盆地的评价。

石油工业部松辽石油勘探局，于1958年完成了基准井两口，建立了地层层序，发现了有多套生储油气层，结合区域地质研究，认为中央坳陷含油远景大。与此同时，石油工业部石油科学

研究院也提出盆地中央为含油远景最大地区。因而使勘探工作重点逐步向盆地中心转移。

1959年，在松辽盆地拟定了贯穿全盆地的北西向地质、地球物理、钻井大剖面4条；详查大同镇(大庆)、钓鱼台、华字井等10个局部构造；钻基准井3口。1959年9月26日，松基3井喷油，从而发现了大庆油田。

松基3井，位于盆地中央坳陷高台子构造上，于1959年4月11日开钻，在井深1461.76m提前完钻试油，于1959年9月26日16时，用8mm油嘴放喷，日产原油14.9m^3。

大庆油田的发现是着眼全盆地，进行区域地质、地球物理及钻井综合勘探的成功典范。其做法是以重磁力、航磁、电法普查搞清盆地基底结构，以基准井搞清地层层序和生储盖层组合，以多种地球物理勘探方法和浅钻准备预探构造。仅用两年多时间就明确了中央坳陷是含油气最有利的地区，进而优选了大庆长垣为钻探目标。

从盆地第一口基准井钻探到发现油田，只用了1年零3个月的时间；从发现井到大庆长垣7个背斜都见到了工业油流，肯定了大庆长垣具有一个大油田的面貌，仅用了7个月的时间。这样的高速度，是中国石油天然气勘探历史上最成功的一次，在世界大油田的勘探历史上，也是一个速度快、效益高的典型。

2. 中国油气地质理论的提高

大庆油田的发现，进一步证明了：陆相沉积盆地不仅可以生油，而且可以生成丰富的石油，形成特大型的世界著名的大油田，从而极大地提高了对陆相盆地含油气潜力的评价，对中国油气资源的认识就更加乐观。

在大庆油田的勘探开发实践中，系统地研究和总结了陆相盆地石油地质学的主要内容，使中国石油地质学理论水平和相应的勘探指导思想水平，有了大幅度的提高。

(1)在陆相生油方面有重大进展

陆相生油研究，不再局限于过去单纯的地质定性分析，开始大量应用岩石化学分析资料，确立了定量鉴别生油层的有机质丰度和沉积环境参数，这是一个很大的进步。在大庆油田陆相生油研究的推动下，全国各油气区，陆续进行了这方面的工作，明确了中国陆相原油和海相原油相比，多数具有高蜡、低硫、低卟啉含量、低V/Ni值等特点。陆相生油层沉积水体矿化度多数较低，氯根含量一般只为海相的10%～20%，硼含量为海相的20%～50%，溴的含量也低，还原硫、钒、镍、铜、铬等元素含量也普遍低于海相，说明多数陆相生油层形成于淡水和半咸水中。能否形成生油层，关键是有机质的丰度和沉积环境，而不决定于古水体的矿化度。

陆相生油层的形成与沉积时氧化—还原程度密切相关。提出利用铁还原系数k[1]来确定还原程度：氧化相$k=0\sim0.2$，还原相$k=0.2\sim0.8$，其中，弱还原亚相$k=0.2\sim0.3$，还原亚相$k=0.3\sim0.55$，强还原亚相$k=0.55\sim0.8$，硫化氢相$k>0.8$。

以此为标准，分析了中国主要含油气盆地生油层后，结果是陆相生油层主要沉积于弱还原亚相和还原亚相，而海相生油层则主要沉积于还原亚相、强还原亚相和硫化氢相。

还原环境有利于有机质的保存和有机质向石油转化。有机碳含量则是衡量生油层优劣的标准。中国陆相生油层有机碳含量比较高，它的下限值为0.4%，而一般值为1%～2%；海相生油层有机碳含量一般为1%左右。陆相生油层的沉积环境，为长期下沉的水体较深的湖盆，非补偿区是形成良好生油层的最佳部位。气候条件不是主要的，但温暖湿润的气候，要比干旱气候更为有利。

[1] $k=(Fe_{HCl}\times0.236+Fe_{FeS_2})/\sum Fe$。

田的长期稳定生产。这是一项既有理论意义,又有巨大实用价值的研究成果。

(3)进一步认识陆相油气藏形成特征

大庆油田发现后,总结提出油气藏形成的生(油层)、储(集层)、盖(层)、运(移)、圈(闭)、保(存)等6个条件,对中国陆相盆地油气藏形成及分布规律有了进一步认识。归纳起来大体有如下几点:

1)由于陆相沉积岩性、岩相变化大,油气运移距离小,油气藏分布严格受生油凹陷的控制。

2)二级构造带[1] 控制油气聚集。

3)斜坡区,往往形成非背斜油气藏。

4)盆地中央宽缓部位,往往发育有平缓的长垣背斜,油气最为富集,如大庆长垣背斜。

因此,在勘探上形成了"定凹探边",以二级构造带为目标的指导思想。所谓定凹,首先要确定生油凹陷,然后在有利生油凹陷周边有利储集相带区,以二级构造带为目标,进行整体勘探。这种做法,在之后的渤海湾盆地油气勘探初期,见到了成效。

二、渤海湾盆地油气区的勘探开发与中国油气地质理论的充实和提高

1.渤海湾盆地油气区的发现与发展

中国石油天然气勘探重点向东转移的第二个巨大成果,是渤海湾盆地油气区的发现。

渤海湾盆地,地跨河北、河南、山东、辽宁、天津及北京6个省市及渤海海域,面积20万km^2。全区包括辽河、渤中、黄骅、冀中、济阳、临清和昌潍等7个坳陷和沧县、埕宁两个隆起。

渤海湾盆地主要所在地华北平原,于1955年地质部成立华北石油普查大队后就开始了油气普查勘探工作。1956年10月26日,石油工业部于河北省南宫县明化镇开始钻第一口基准井——华1井。从1960年起,找油气的重点由盆地西北部转向东南沿海区。在济阳坳陷华7井,发现了下第三系沙河街组生油层,肯定了渤海湾盆地的含油气远景,并认为其中东营、惠民、沾化、歧口凹陷,生油条件最好。

1961年4月15日,东营凹陷辛镇构造华8井于下第三系东营组首次获得了工业油流,日产原油8.1t。这是华北地区第一口工业油井。

从华1井开钻,到华8井出油,历时5年。

到1963年11月,完成了华北地区重磁力的普查、局部地区的重磁力详查和电法、地震勘探,完钻了参数井8口。

1963年12月,黄骅坳陷黄3井在上第三系获得了工业油流,日产油8.4m^3。

1963年3月,石油工业部把华北地区(渤海湾盆地的主体)列为勘探重点,制定了在华北地区的勘探规划,分为三个阶段实施:第一阶段以济阳和黄骅坳陷为重点;第二阶段以冀中坳陷和辽河地区为重点;第三阶段勘探渤海湾水域。

1964年1月,石油工业部抽调参加大庆油田勘探的部分队伍,进入渤海湾盆地,进行石油天然气勘探。经过30多年的艰苦历程,先后发现胜利、大港、冀中、中原、辽河及渤中等6个含油气地区,探明的石油地质储量占全国的44%;原油产量占全国的43%,成为中国又一个重要的含油气盆地。

勘探一开始,就运用大庆油田二级背斜构造带整体含油的勘探经验,采用"区域展开,重点突破,各个歼灭"的方针。初期,于1964~1966年采取区域展开与重点突破并进。主力集中于坨庄—胜利村,共钻探井29口,在26口井中见到了油层,发现了渤海湾盆地中第一个高产大

---

[1] 由若干局部构造圈闭所组成的构造带。

油田——胜利—坨庄油田及郝家油田。并首次发现了中国原油单井日产上千吨的高产井——坨9、坨11井。在区域勘探中，发现了现河庄、永安镇、纯化镇、滨南、广利、尚店、平方王等油田。

在北部黄骅坳陷部署5条钻井大剖面，实施后，选择有利生油的歧口凹陷北侧面积达100多km^2的北大港构造带为勘探重点，先后发现港西、港中、港东和唐家河油田，在歧口凹陷南侧发现了王徐庄、周清庄等油田。

由于渤海湾盆地系断陷盆地，大小断层纵横交错，地层复杂、构造破碎，主要形成小断块油气藏。各个小断块油气藏自成独立的油水系统和压力系统。油层高度、油水性质、驱动类型和能量均有很大差异，与大庆油田二级背斜构造带整体含油并有统一油水界面的情况相比有很大差别。因此，在勘探中期，碰到了许多出乎意料的复杂情况。虽然见油井不少，但控制不住储量和含油面积。当时人们把这种油层分布状况形容为：目的层产液"忽油忽水"，油层"忽上忽下"、"忽有忽无"、"忽厚忽薄"，以及原油性质的"忽稠忽稀"等"五忽"现象。这就迫使地质学家认识到不能全盘袭用针对大庆那样简单背斜的勘探方法，来解决渤海湾盆地的复杂问题，于是下决心研究渤海湾盆地油气藏形成条件和改进勘探方法和工艺。首先探索复杂断块地区的地震勘探的工艺和方法。在野外采集方面，采用500m线距的密集测网和小三角形测网、面积组合检波，灵活应用自动振幅控制和选择滤波频带等，得到了深层较好反射界面。在地质解释方面，应用波组对比为主，辅以干扰波分解和解放波形等方法，较好地认识断层。在井位确定上采用以主断块为单元布井，因面取得了较好的效果。

从1967～1974年的7年中，在基本认识本区地质特点的基础上，油气勘探向广度和深度发展。在济阳坳陷中又发现了埕东、八面河、渤南、义东、垦西、大王庄、商河、垦利、孤岛、临盘、王家岗、罗家、潍北等油田；在黄骅坳陷又发现了王官屯、枣园、孔店、板桥和羊二庄等油田。在含油气层系上，除下第三系沙河街组、东营组、上第三系馆陶组之外，还有奥陶系、下第三系孔店组、上第三系明化镇组，为胜利和大港两个油气区大规模开发奠定了基础。

在济阳、黄骅坳陷集中主力勘探过程中，于1967年至1975年又先后开展了辽河、冀中坳陷和东濮凹陷的勘探，均取得重大发现，并陆续成为重要产油气地区。总之，渤海湾盆地的大规模勘探，从1964年开始到1975年的11年间，先后发现了胜利、大港、辽河、冀中、中原(东濮)等大型油气区，取得了重大成果。在此同时，渤海海域也进行了勘探，先后发现了海4、埕北及428西等小型油气田和海1井等一批出油气构造。

勘探实践证明，渤海湾盆地是一个地质构造极为复杂、油气十分丰富的大型盆地。

2. 油气聚集理论的充实和提高

渤海湾油区的发现和发展过程，是认识张性断裂盆地油气藏形成的过程，也是中国陆相石油天然气地质理论长足发展，进一步充实提高的过程。

1964～1977年的十多年间，通过全面的系统的研究，中国石油天然气地质理论，无论是陆相沉积学、陆相地层、陆相生油层、陆相储集层、陆相流体性质和陆相油气田分布规律等方面，都有很大的丰富和发展。进展最明显的是油气藏形成条件及复式油气聚集带理论的产生。

(1)油气藏形成条件认识的发展

如前所述，在大庆油田发现后的初期，对油气藏的形成曾提出了生(油气层)、储(集层)、盖(层)、圈(闭)、运(移)、保(存)等6个要素，经过渤海湾等盆地大规模地油气勘探和深入研究后，认识深化了，对油气藏形成条件进行了补充和发展。

首先认为烃源岩是基础；储、盖层两个条件不应分隔开来单独去分析，面应当把两者联系

起来，从其组合的角度来分析它们在油气藏形成过程中的作用。另外也应把烃源岩与运移两条件结合起来，分析油气源的状况。因此实际上油气藏形成的最基本要素，就是油气源、储盖层组合和圈闭。

在这三个方面也并非就是油气藏形成的充分条件，有不少地区这三个条件都有，但是有的圈闭成为油气藏，有的却含油气很少，有的甚至成为"空"圈闭。这是为什么？经过深入研究，认为油气藏形成的三个要素，并非是互相联系发展的，而是各自独立变化的。只有当三个要素在时间、空间上具最佳配置和组合的地方，方可形成油气藏。特别是油气运移和圈闭形成的时间、空间的配置是至关重要的。时间上，在油气生成前或与油气生成同时形成的圈闭；在空间上，距油气源近，或虽然远，但有通道沟通的圈闭，方可形成油气藏。比如济阳坳陷的胜—坨油气圈闭，它是一个同沉积的逆牵引背斜，发育于沙三期(E_2s_3)[1]，定型于油气运移开始的东营中晚期(E_3d_{1-2})；在空间上，紧邻东营生油凹陷陡侧，有多条断层和主要生油层沙三段沟通，因而形成油气丰富的沙二段($E_{2-3}s_2$)油气藏。黄骅坳陷孔店凸起，它不仅距歧口生油凹陷远，而且披覆于凸起上的馆陶组背斜形成也较晚，但在时间上仍早于油气主要生成运移期明化镇期($N_{1-2}m$)，空间上圈闭与油源区有不整合面和断层沟通，因此仍能形成油气藏。

油气藏形成的关键是三个因素的时空配置和组合。在此观点指导下开展了油气生成、运移与圈闭形成诸要素的时空相关研究，从而使尔后油气勘探增加了自觉性，减少了盲目性，成效有了提高。

(2)渤海湾盆地复式油气聚集带理论的产生

对以拉张断陷为特征的渤海湾盆地油气聚集的认识，大体上经历了三个阶段。

第一阶段——简单背斜油气藏模式阶段：在勘探初期，认为华北平原和松辽平原一样，油气聚集于背斜中，因此用简单背斜油气藏的模式来指导勘探，采用等距离布探井、大剖面控制的办法来探明含油气的范围，但使许多井遇到了意想不到的情况。如在济阳坳陷的勘探中，发现了在构造高部位的探井为水层，在低部位的探井却见到油层；在一口井中，油层之上有水层，水层之下有油层；同一油层在不同井中，其流体性质、产能、产量、油气比等变化都很大，有些井落了空。再如，辽河坳陷在整体勘探黄金带—热河台二级构造带，套用大庆油田油气分布模式部署井位，致使在第一批定在翼部及鞍部的探井落空。一度曾出现了仅在"构造高点有油"的论点，认为含油面积有多大，只能依靠钻井来确定。于是出现了"打到油层往外扩，打到水层往里缩"的完全被动和"不可知"的状况。

第二阶段——勘探小断块阶段：经过初期勘探实践，已认识到渤海湾盆地断层多、断层活动时期长、构造破碎和断块控制油气分布的特点，但在勘探上有的人却又一度出现一种企图探清每一个含油断块的油层分布状况，然后才能进行开发的倾向，从而使勘探工作陷入复杂小断块中。探井密度越来越大，钻井越多，发现地下地质情况越复杂。使勘探步子难以迈开，以致在一段时间里，勘探上没有重大发现。如某一个坳陷的勘探初期，对其中两个构造带，勘探了两年，仍然没有超出 3～4km² 的范围。

第三阶段——复式油气聚集带观点的建立阶段：渤海湾盆地在下第三系沉积时，有 47 个凹陷。多数凹陷自成一个独立的沉积系统，在其周围有大小不等、数量众多的水系注入湖盆，形成了各类砂体与生油泥岩。这些砂岩储集体和生油岩在平面上彼此相变、在纵向上交互叠加，

[1] 为方便阅读，本书在地层的地区性细分层名称之后，加注地层代号。在同一页中多次出现同一地层名称时，仅在第一次出现处加注。

广泛分布的地质条件。因此从80年代开始，首先在渤海湾盆地发现了一批由三角洲、河道、深水浊积扇的砂体构成的岩性油气藏和侵蚀残丘、潜山内幕、坡上山等地层油藏。如辽河坳陷，在大民屯小凹陷中发现了较大型的高产富集地层、岩性、潜山油气藏集聚带，在西部斜坡进一步扩大了含气范围；在济阳坳陷发现了孤东、桩西、五号桩等20多个油田；在东濮凹陷发现了中央断裂带文留大型油田，西部斜坡发现了胡状集油气藏集聚带；在冀中坳陷发现了苏桥—文安油气藏集聚带；在辽东湾海域发现了锦州20-2高产油气田。因此，使石油储量又出现了一个增长高峰。

与此同时，在松辽盆地大庆长垣两侧累计发现了9个岩性为主的油气藏集聚带，特别在总结出盆地两侧阶地油气富集的新认识之后，在龙虎泡大安阶地发现了亿吨级的新站油田和在朝阳沟阶地发现了亿吨级的头台油田。

(2)发现了乌尔禾—克拉玛依逆冲断体油气藏集聚带

准噶尔盆地西北缘的乌尔禾-克拉玛依逆冲断裂带，在80年代初，经过数字地震查明，是一个长250km，宽20km，面积为5000km^{2}的大型逆冲断裂带。由红-车断裂(红-独断裂北段)，克-乌断裂和风-夏断裂组成。构成一个由北西准噶尔褶皱山系向东南盆地中心逆冲的大型断裂带。它在平面上围绕着玛纳斯湖生油凹陷，呈弧形展布；在剖面上断层的形态北段呈犁式，南段呈叠瓦式。

冲断活动开始于海西末期，结束于燕山期。冲断带的形成期，恰与玛纳斯湖凹陷二叠系、三叠系的烃源岩排烃期同步，从而形成了逆冲断体油气藏集聚带。

1980年以前，在冲断带前缘断阶带，发现了克拉玛依、白碱滩、百口泉等油田。经过80年代的进一步勘探，使该区含油气面貌发生了重大变化。在含油气层位上，新发现了石炭系高产油气层。在平面上，又新发现了风成城、夏子街油田，而老油田含油范围又向南扩展到玛湖以北、车排子以南地区。至1995年年底，已探明工业油气层有5大组系11个层段，使本区油气储量增长了一倍多。

2. 由于油气地质理论的不断拓展，装备技术的不断更新，新区勘探有重大突破

(1)东部地区开展了中小型地堑和裂谷盆地勘探

中国东部地区，已进行含油气评价的盆地有55个，沉积岩面积共计100万km^2，除去松辽、渤海湾两个盆地外，预测资源量尚有34.3亿t，因此东部地区的勘探，尚有很大潜力。从80年代开始，对周口、二连、海拉尔、三江以及东北地区中、新生代裂谷盆地群，积极展开勘探。在二连盆地发现了下白垩统为主的阿拉善、哈达图、赛汉塔拉油田；在洪浩尔舒特、白音察干等凹陷发现了工业油气流；在伊通地堑发现了第三系的长春、莫里青等油田；在开鲁盆地钱家店凹陷、彰武盆地张强凹陷发现了侏罗系油藏。已分别控制了一定的含油面积，勘探前景乐观。

(2)渤海湾盆地滩海地区勘探取得成果

渤海湾盆地滩海地区面积1.7万km^2，地质上本为盆地陆地与水域相连接部分，共计有26个构造带，由陆上经滩海向海上延伸，其含油气的基本特点，过去已有一定的了解，只是由于缺少适应滩海地区勘探的设备和技术，因此勘探上长期无明显进展。从80年代起逐步更新设备，逐步开展了滩海地区的地震和钻井勘探，已完成二维地震剖面长近4万km，三维地震几千km^2，各类探井200多口，发现油气田及含油气构造9个，已控制相当规模的含油气面积与储量。产油气层位在辽河坳陷部分为东营组、沙一段(E_3d、E_3s_1)，济阳坳陷部分主要为馆陶组(N_1g)，黄骅坳陷部分则主要为沙河街组一二段(E_3s_{1-2})。已有若干断裂构造带实现了含油气层海陆连片。

识逐步加深。塔里木盆地是海相和陆相沉积叠加盆地，海盆体系发育于震旦纪至石炭纪。震旦纪至泥盆纪，主要被其北侧古天山洋的扩张-闭合进程所控制，出现塔东拗拉槽型、塔西台地型两种盆地。塔东满加尔拗拉槽，是现今盆地下古生界主力烃源岩区。在石炭纪，塔里木古陆块上海相盆地的发育主要受控于其南侧古特提斯洋壳的俯冲运动，形成了塔西南石炭纪盆地，成为盆地石炭系主要烃源岩区。

古生界海相油气资源为盆地油气资源主体，石油资源量为 62.7 亿 t，天然气资源量为 6 万亿 m^3，分别占盆地总资源量的 58.3%和 71.4%。

海相生成的油气主要聚集于塔中和塔北古隆起。古隆起上圈闭多次变动，因此海相油气具有多期成藏、多期调整再聚集过程，志留纪末和海西期末—印支期是两次古油气藏重要调整期。海相油气藏极其复杂，既有古油气藏重新调整后形成的潜山断块油气藏，也有保存下来的原生油气藏，还有聚集于中新生界中而烃源来自古生界的下生上储油气藏。

晚二叠世，开始陆相沉积，叠置于海相沉积层之上，有上二叠统—三叠系湖相泥岩，中下侏罗统煤系及中侏罗统湖相泥岩三套烃源岩。

塔里木盆地烃源岩分布层位多，跨越地质历史时期长和沉积类型广泛，如既有古生界海相，又有中新生界湖相，还有沼泽相的煤系沉积。

盆地在构造上既有稳定中央地块，又有活动的周边坳陷；既有大型长垣构造，也有线状紧密背斜。也由于盆地经过长期构造演化和多期构造运动的叠加改造，因而形成了多期生烃排烃、多期成藏、多期调整、多油气藏类型及多含油气系统。目前已划分出 4 个含油气系统。这就是：库车前陆坳陷(盆地)、北部克拉通坳陷、西南克拉通坳陷和东南前陆坳陷(盆地)。各油气(成藏)系统均具有自身的特色。

通过塔里木盆地十多年的大规模勘探实践和深入研究，丰富和发展了中国石油地质学内容。主要反映在以下几个方面：

一是建立了古生界海相烃源岩及其含油气(成藏)系统的模式，为中国海相地区扩大勘探指出了方向；

二是多类型多层系烃源岩、多期生烃、多期成藏、多次调整，形成了丰富多采的油气藏类型；

三是开辟了从烃源岩到油气生成、从初次运移到进入圈闭聚集成藏全过程的四维时空研究。应用含油气系统的理论指导研究，加速了对盆地油气成藏的认识。

(6)柴达木盆地油气地质勘探也有了明显的进展

1)利用地震发现了一批潜伏构造

柴达木盆地从 1954 年开始，一直到 70 年代中期，油气勘探主要集中于盆地边缘背斜构造明显褶皱区，从 70 年代末期到 80 年代，由于利用深井和地震新技术，发现了尕斯库勒油田及深部油气层。

尕斯库勒为潜伏构造，在其上发现了盆地内第一个高产较大型油田，以及砂西、南乌斯一绿草滩和红柳泉等油田，使柴达木盆地石油储量翻了一番，产量增长了数倍。

2)扩大了找油气领域

在花土沟、跃进二号、红柳沟等构造，发现了深层油气藏和裂缝油气藏。

(7)以吐-哈盆地台参 1 井在侏罗系获得工业油气流为契机，中小型盆地勘探不断有新发现

近几年来，对西北地区的一些侏罗系为主的盆地进行了侦察，到 1995 年底有重要突破，如

三塘湖和焉耆盆地。

1)三塘湖盆地

三塘湖盆地，为海西褶皱带基底上发展起来的山间盆地，面积 2.3 万 km^2，沉积岩厚 3000m，主要为二叠系、侏罗系和白垩系。烃源岩有上二叠统和中、下侏罗统煤系。在燕山构造运动期形成一系列背斜圈闭。于 1993 年在塘参 1 井侏罗系获工业油流后，1994 年又在两口井于侏罗系均见油层，于另外的一口井在二叠系见油层。

2)焉耆盆地

焉耆盆地面积 1.1 万 km^2，中、新生界主要为三叠系和侏罗系，厚 3650m，烃源岩为上三叠统和中下侏罗统。盆地划分南、北两个斜坡、中央凸起及夹于其间的两个凹陷。在博湖凹陷侏罗系分布面积 5000km^2，在平原区已发现 11 个背斜，湖区与山前带也发现了许多背斜。

1984 年开始地震勘探，1994 年钻焉参 1 井，于 2310.5～2631.56m 井段侏罗系中途测试，日产原油 7.95～104.4m^3、天然气 2100～50000m^3，原油相对密度为 0.7740，含油高度大于背斜闭合度，有可能整个背斜带含油气。

综合上述，可以看出在不断丰富和发展的中国油气地质理论指导下，近十年来石油勘探见到很大成效，石油储量逐步平稳增长(图 1-4)。

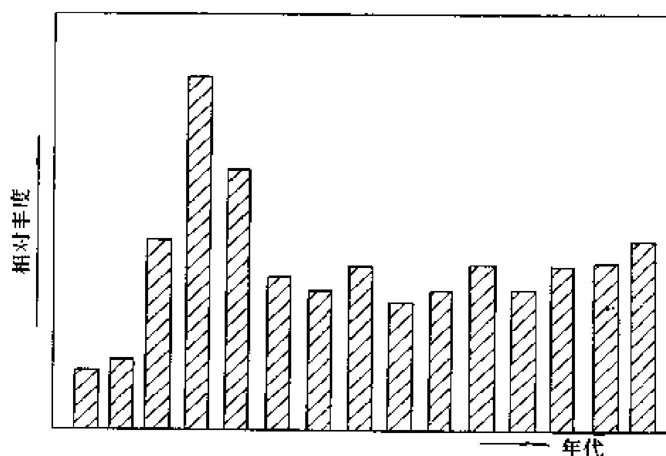


图 1-4　中国近年来石油储量增长趋势图

3. 系统研究天然气地质，促使天然气勘探有很大发展

从 80 年代开始，石油工业部加强了天然气地质的研究，其内容包括天然气成因、不同成因天然气的鉴别、气源岩特征与分布、天然气成烃模式、运移及聚集、成藏条件与富集规律。

通过研究首先明确了中国天然气成因多样，有浅层生物气、油型气、煤成气及深源气，但最主要的是油型气；主要分布在中国中部、西北及领海几个大型盆地中。

研究中所获丰硕理论，有力地指导了天然气的勘探，取得很大突破，主要反映在以下几个方面。

(1)发现了鄂尔多斯盆地中部古生界大气田，开拓了古生界找气新领域

鄂尔多斯盆地面积 25 万 km^2，于 1907 年开始石油钻探，已有 80 多年的勘探历史。1950 年前共钻浅井 52 口，累计采油 7054t。1949 年后至 70 年代，勘探主要集中于陕北"三延"[1]、灵武、盐池和伊克昭盟地区。盆地油气资源丰富，中生界以油为主，古生界以气为主。

[1] 指延长、延安、延川等地区。

1987年，位于盆地中央古隆起北端的靖边—横山地区，由石油勘探开发科学研究院和长庆石油勘探局，共同拟定了以探索奥陶系顶部不整合面上下油气藏为目的科学探索井——陕参1井，1989年于奥陶系顶面风化壳发现了日产天然气28万m^3的高产气流，从而打开了在盆地中部勘探古生界天然气的新局面。之后，于陕参1井东北40km的榆3井在同一层位，日产天然气13.8万m^3。1990年，又在该区完钻了8口井，除两口井外，均见到了工业气流，而其中陕5、陕6井日产天然气达到100万m^3，预示着该区天然气大面积分布。在盆地东北部的绥德－榆林地区，已钻井36口，均见到了气层。其中，已在20口井进行了测试，日产天然气均大于1万m^3。产气层位包括石炭系、二叠系和奥陶系。1991～1992年、1993～1994年气田范围继续扩大，如1994年在北部完钻探井23口，获工业气井13口，待试井7口，其中3口井于下奥陶统主要产气层马五$_1$段试气，分别日产天然气4.1万m^3、6万m^3和3.2万m^3，该气田控制含气面积，已达到世界级大气田的水平。

中部古生界气田勘探成果还在不断扩大，1994年还发现了新高产层。如在中部气田以北，在气田范围之外所钻甩开探井陕196井，发现了马五$_5$段次生白云岩储集层，电测解释气层17.7m，孔隙度9.05%，渗透率44.67×$10^{-3}\mu m^2$，经测试获日产5.3万m^3天然气。储量丰度比中部气田高5倍，说明奥陶系顶部风化壳含气区分布广泛。

中部气田除主产层奥陶系外，还发现上古生界工业气井9口，产气层位包括本溪组(C_2b)、山西组(P_{1s})和石盒子组(P_{sh})，其中有一口井日产天然气达21.4万m^3。

鄂尔多斯盆地中部古生界大气田的发现，开拓了在华北地区古生界油气藏的勘探新领域。

(2)四川气区不断发现产气新地区新层系

1)川东地区发现了石炭系区域性高产气层

早在1977年7月，在本区西南部的相国寺背斜相18井首先发现了石炭系高产气层。为了加速了解石炭系分布范围，在17个背斜构造上部署了区域钻井、地震大剖面5条。经过施工后研究证实，在水口场－广安以东、重庆－武隆以北、石柱－云阳以西、通江－开县以南2万km^2的范围内有石炭系。沉积中心在梁平－垫江一带；储集层岩性为白云岩，物性好，平均孔隙度为3.26%～9.04%。但在80年代初，由于地层陡、地下石炭系高点偏移，1978～1983年在9个背斜上完井10口，多因井位偏离地下高点而失利。为此，加强了川东地区高陡构造的专题研究，建立了地质模型和层状介质物理模型，优选了叠加偏移等方法，以及进行了地震剖面的精细处理和精细解释，使对构造形态的认识，基本符合地下实际。从1985到1989年的5年中，在12个构造上钻探井12口，其中10口井在石炭系见到了工业气流。有5口井日产天然气超过100万m^3。1990～1995年又钻了一批探井，进一步落实了储量和发现了一批新的高产油气藏，如大天池一明月峡构造带上五百梯、沙坪场、肖家沟等背斜，含气逐渐连为一片，已构成一个大型气田。再如七里峡构造带七里28井见高产气流后，扩大了其北部的檀木场、沙罐坪含气构造的含气范围。另外，在铁山、大池干井、温泉井等背斜构造带也发现了一系列的含气构造或气田。

总之，石炭系白云岩储气层的发现，经过近十多年勘探，川东气区面貌已发生了根本性的转变。到1995年累计发现气田近30个。

2)开拓了川西气区

本地区在70年代末至80年代的重要发现，是在原有的中坝、河湾场气田的基础上，又找到了大兴西气田和拓坝场、汉王场、老关庙、文兴场与九龙山等含气背斜。

1989年，在川西山前坳陷南段落平坝背斜发现了三叠系香溪组(T_3xn)气藏，逐步形成了川西含气区。到1995年已累计发现气田、含气构造近20个。产气层位有海相二叠系和陆相三

叠系、侏罗系。储气岩层，包括海相碳酸盐岩和陆相砂岩。

3)川中地区发现了三叠系气田

磨溪及遂南构造在中三叠统雷口坡组、下三叠统嘉陵江组以及须家河组，先后发现了工业气流，已探明为中型气田。到 1995 年已发现气田、含气构造十多个。

(3)烃源岩以腐殖型为主的南海和东海盆地发现了大气田和高产气流

莺歌海—琼东南盆地至 1995 年底止已发现了崖 13－1 等 3 个大气田。

该盆地在 5 口井中共取 78 个烃源岩样品，其中 75 个样品干酪根属Ⅲ型。因此认为该盆地主要为含气盆地，形成大型天然气田。

在东海盆地发现多口高产天然气井。

东海盆地北部西湖坳陷烃源岩始新统、渐新统和中新统主要为陆相沉积，其中不少为沼泽煤系。干酪根主要为Ⅲ型。加之第三系厚 8000～12000m，地温梯度高，东海 1 井为 3.75℃/100m，在坳陷中心区烃源岩埋深大于 4500m，处于过成熟阶段。因此发现多口高产天然气井。

(4)柴达木盆地东部发现了大片第四系生物降解气藏

现已发现有盐湖、涩北 1 号、2 号、驼峰山及台南等气田。

天然气地质理论研究，已结出丰硕的物质成果，从 1990 年起到 1994 年，5 年时间内，天然气探明储量增长数超过 1990 年以前 40 年累计天然气探明储量数，而且从 1990 年开始，呈持续稳定增长的势头(图 1－5)。

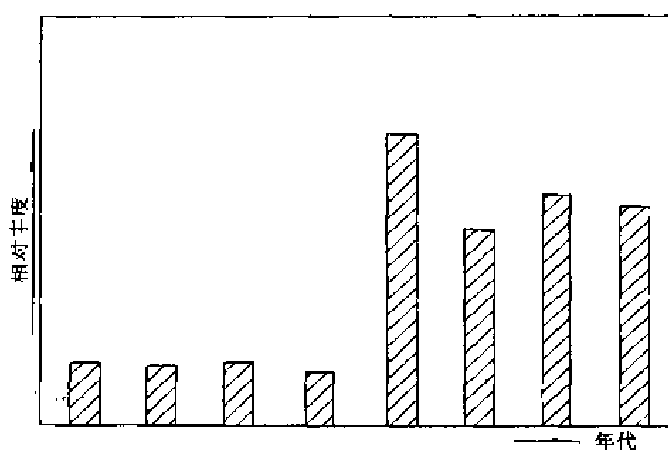


图 1－5　中国近年来天然气储量增长趋势图

第六节　中国石油天然气地质理论日臻完善

一、反复实践，反复研究总结，中国石油天然气地质学日臻完善

40 多年来，伴随着中国石油天然气地质勘探的巨大发展，既获得了丰富的储量和产量，又创立了具有中国特色的石油天然气地质学。

以陆相沉积盆地为主的石油天然气地质学，是在中国这块大地上产生和发展起来的。当今世界上还没有一个国家，对陆相石油天然气地质学进行过系统研究。中国以陆相为主体的石油天然气地质学，填补了世界石油天然气地质科学在这方面的空白。

中国石油天然气地质学，是经过了一个探索、创立和日趋完善的过程。50 年代是中国石油天然气地质学的探索阶段。该阶段初期，中国石油天然气地质科学，几乎是一张白纸。指导中

国石油天然气勘探的，是从国外引入的传统“背斜理论”，仅按地面背斜和油气苗进行勘探，成效很低。这主要原因，一是没有进行全国沉积盆地综合研究和评价；二是对已勘探的少数盆地也没有进行系统研究，缺乏中国油气藏形成的综合理论指导。

1955年，克拉玛依油田的发现，人们开始比较系统地研究了中国的石油地质理论，认识到形成油气藏的圈闭，除背斜外，还有地层超覆、不整合等。油气藏的形成，还须有多种因素配套，如油气来源、储集层物性、水文地质条件等等。认识丰富了，在陆相盆地中找油气的信心就更加坚定了。

1959～1977年，中国东部大庆油田和渤海湾油区的发现和发展的过程，乃是中国石油天然气地质学充实和完善的过程。

70年代末到1995年，伴随着中国石油天然气地质勘探的稳步发展，中国石油天然气的地质理论日臻完善。

从1979年开始，石油工业部为了卓有成效地开展石油天然气的全面勘探，特别强化了中国石油天然气地质理论的研究。一是健全和建立组织，在北京充实和加强了石油勘探开发科学研究院，在全国各地区的各油田管理局（公司），先后建立和健全了石油天然气地质勘探开发研究院（所）；二是加强了科学研究工作的协调和计划管理，以及广泛应用先进的分析、化验技术；三是强调了基础学科研究，如构造、沉积相、生油层、储集层、煤成气及天然气地质、资源评价和油气藏分布规律等。经过几轮分专业分地区的系统综合总结和全国性专业系统综合总结，中国石油天然气地质学有了很大的充实和提高。

1981年开展的全国油气资源评价研究，促进了油气地质理论的发展。石油工业部组织了23个石油勘探局（公司）的研究院（所），840多名科技专家，在统一的研究大纲和计划安排下，进行了5年工作，于1986年完成了构造、沉积、生油、煤成气、油气聚集与分布、资源评价等专题研究和全国143个盆地的资源评价。预测了全国石油和天然气资源量。这次资源评价工作，重视基础研究，从专题研究入手，取得了丰硕的成果。在该项研究工作结束之后，先后汇总出版了中国油气区构造、沉积相、陆相生油、煤成气、油气资源评价方法及油气聚集与分布规律等6个专题研究论文集。

1985～1995年的《中国石油地质志》编写工作，包括中国海洋石油总公司及中国石油天然气总公司所属各石油管理局、勘探局（公司）的研究院（所），组织了500多名专家、学者，按照统一的提纲，对各油气区的石油天然气地质理论，包括地层、沉积相、构造、生油层、储集层、油田水文地质、天然气地质、原油性质、油气运移、油气藏分布规律、资源潜力和勘探前景等，进行了更为全面和系统的总结。使中国石油天然气地质理论水平又提高了一步。

1992年开始的第二次全国资源评价，促使中国石油天然气地质学进一步完善。

鉴于近几年来，油气勘探形势的良好发展，很多油气地质问题需要重新认识和研究，为此，于1992年4月开始到1994年底，由中国石油天然气总公司和中国海洋石油总公司组织全国各有关24个单位按照统一要求，进行了第二次全国油气资源评价研究工作。地质评价主要进行盆地评价和区带—圈闭评价。盆地评价研究统一采用先进的盆地模拟技术：首先对盆地石油地质进行综合研究，并建立地质模型，在此基础上建立数学模型，并编制成软件，应用计算机从时间和空间上，定量模拟盆地的形成、发展及烃类的生成、运移和聚集过程，从而指出盆地有利的区带。

区带—圈闭评价研究，采用地质风险方法。主要对区带—圈闭的含油气性进行基础地质研究，指出成藏条件及与其相关区带—圈闭的对比研究。

第二次资源评价研究与第一次相比，采用技术方法先进，规范标准统一，认识深度和可信度显著提高。不少区带—圈闭评价研究，直接为探区提供了勘探目标。

第二次评价研究，根据近年来油气勘探新成果、新理论、新认识，再一次系统地、全面地对全国的150个重点盆地、600多个区带、7000多个圈闭进行了评价研究，并编写了相应的研究报告。特别对于油气藏形成条件与规律、陆相生油理论、低成熟油以及若干新区勘探新成果、新理论编写了专著，使中国油气地质学进一步充实、完善。

二、当前中国石油天然气地质理论的主要进展

当前中国油气地质理论的进展，可以概括为以下几个方面：

1. 陆相有机质生烃理论，成为世界烃类生成理论的一个分支

这一理论对陆生有机质堆积、保存、生烃机理、排烃机制、油气运聚与生储盖组合的基本类型，生烃效率与油气资源预测等方面都进行了全面的研究，建立系统理论，成为可与世界海相生烃理论并驾齐驱的烃类生成理论分支，并且丰富和发展了石油天然气地质学理论体系。

2. 未成熟-低成熟石油的形成理论，突破了干酪根热降解成烃学说的局限性

未成熟石油是指沉积岩中有机质的成烃演化达到成烃门坎之前所形成的石油。其源岩的镜质体反射率 R_o 主要在0.3%～0.5%，少量可达0.7%。一般也称未成熟-低成熟石油。

未成熟-低成熟油是由沉积岩中的可溶有机质形成的。

经过多年的分析研究，在许多第三系和白垩系沉积盆地中成功地检测出未成熟-低成熟原油，并对未成熟-低成熟原油的有机地球化学特征进行了系统研究；对未成熟-低成熟油的形成条件与分布特征进行了初步探讨。实践表明，未成熟-低成熟油在中国已经形成了工业性聚集，从目前预测的资源量看，有着广泛的勘探前景。未成熟-低成熟原油的检出和研究突破了干酪根热降解生油学说的局限性，证明干酪根热降解前期已形成了工业性油气聚集。既补充了传统理论之不足，又扩大了找油领域。

3. 煤系生油理论的确定

煤成天然气在中国早已为实践和研究所证明，煤系生油则是在近几年来才开展的研究课题。从吐-哈盆地侏罗系大中型油气田的发现开始，对煤系生油显微组分与有机地球化学特征，煤系生油的多阶段性与早生早排性进行了独创性的研究和分析，走在了同行业研究的前列。对煤系油气藏的形成条件与分布规律的研究也已经取得明显进展。

4. 陆相沉积与储集岩的形成、演化与分布规律的研究有中国特色

针对陆相沉积的多物源、相带窄、岩性岩相变化快和在时间空间上多迁移变化的特点，系统地总结了陆相沉积体系相模式、相组合序列、生储盖组合、储集层组构特征、成岩演化序列与相应物性演变的量化趋势，并形成了一套有效的实验研究方法及评价标准。突出了次生孔隙带发育规律的研究，指出古地温场、物源区母岩成分与构造应力是影响成岩演化速度与次生孔隙发育程度的重要因素。这就丰富和发展了沉积岩石学与储集层地质学的理论，并比较符合实际地提出了中国陆相油气储集层特征，以及相应的勘探、开发增产措施工艺技术。

5. 以油气藏形成理论与分布规律为核心的中国石油地质理论的重要发展

这一理论以中国多构造旋回和陆相生烃为基础，从区域地质综合分析入手，突出论证圈闭与油气运移在时间、空间的配置组合关系。确定了中国沉积盆地油气藏形成的阶段性、多期性、成带性、不均一性以及在平面、剖面上的分布特点；提出了生油中心控制油气藏的分布与各个生油凹陷自成独立含油气系统，以及富油气凹陷控制盆地主要的油气资源等一系列规律性认识。这些理论和认识大大提高了中国含油气盆地的油气勘探成效。

~110

翁文波. 1948. 1. Oil prospects of China as related to the carbon ratio. The Oil and Gas Journal. 45~46

翁文灏. 1919. 中国矿产志略. 石油. 地质专报,乙种第 1 号. 农商部地质调查所印行,237~250

黄汲清,翁文波等. 1943. 新疆油田地质调查报告. 地质专报,甲种第 21 号,经济部地质调查所印行

黄承钰. 1934. 石油地质矿床要论. 上海:商务印书馆,25~34

黄第藩. 1986. 陆相生油研究史略. 石油地质进展丛书(1):有机地球化学和陆相生油. 北京:石油工业出版社,1~21

谢家荣. 1932. 石油. 上海:商务印书馆,104~122

谢家荣. 1935. 中国之石油. 地理学报,2(1)

潘钟祥. 1941. Non-marine origin of petroleum in North Shensi and the Cretaceous of Szechuan, China. AAPG Bull, 25:2058~2068

Dorsey Hager. 1919. Practical oil geology. McGraw Hill Book Company, Inc

Emmos W H. 1921. Geology of petroleum. McGraw Hill Book Company, Inc, 3~6

Fuller M L. 1919. Exploration in China. AAPG Bull, 3:99~116

Fuller M L and Clapp F G. 1926. Oil prespects in North China, AAPG Bull, 10:1033~1117

Lalicker C G. 1949. Principles of petroleum geology. New York. Appleton Century Craft, Inc

Needham Joseph. 1959. Science and civilisation in China, Vol. 4. Part 2. Section 27: 96~97, Figure 396

White I G. 1885. The geology of nature gas. Science An Illustrated Journal. Published Weekly. Vol V, January-June, Cambrige Mass, The Science Co.

Weller E B. 1923. Petroleum resources of China and Siberia. Amer. Inst. Min. Eng 68: 1105~1111

Ziegler Victor. 1918. Popular oil geology. Published by C. H. Merrifield Golden, Colorado

第二章 含油气区地层

含油气区的地层研究是石油地质的一项基础工作，特别是在新开辟的探区更为重要。因为确定探区的地层层序，及生、储、盖层组合的地层分布，是进一步研究其含油气性的基础。

含油气区地层划分对比研究是从50年代开始的。初期，首先在新疆建立了微古生物化验室。从1954年起，石油工业系统内已先后在各油气探区的管理局和北京石油地质研究所开展了孢粉、介形虫等微古生物化石分析鉴定工作。之后，随着油气勘探领域的扩大，分析鉴定技术的不断更新，相邻学科的发展，分析鉴定微体古生物门类迅速增多，到90年代，除了原有几个门类外，先后又增加了藻类、昆虫、叶肢介以及有孔虫、牙形石、双壳类和钙质超微化石等15个门类。另外，新的地层学科不断出现，如磁性地层学、同位素地层学、事件地层学和地震地层学等，因此使含油气区地层划分对比精度不断提高。特别是生物地层学研究水平有了很大提高，除能准确地确定含油气区地层时代外，还进行了古生态、古气候等的系统研究。

石油工业部历来十分重视含油气区地层研究，一是保证人力，强化机构，在北京和全国各油气探区研究院（所）均有专门的地层分析化验和研究人员，仅从事古生物地层研究的专家1992年底已达100余人；二是抓成果、抓交流、抓地区间统层。如从1970年开始的渤海湾盆地各油气探区第三系统层，取得明显效果，使各探区间资料可互相通用，为整体研究打下了基础。1983年石油工业部召开了第一次全国地层古生物会议，决定不定期地出版古生物地层丛书和论文集。1985年、1986年又分别召开了中国北方和南方白垩系学术讨论会，统一了全国白垩系的层位划分，把松辽盆地主要含油气层青山口组及其以上地层划为上白垩统，把过去争论很大的热河生物群的时代划人早白垩世早期，从而使全国各含油气区地层研究有了统一的标准和依据。

到目前为止，石油系统已出版的全国性和地区性的地层古生物丛书主要有《中国油气区第三系》等十多种。这些古生物地层研究专著的出版，一则使各含油气区建立和完善了地层古生物标准剖面，二则提供了进行地区间地层系统划分对比的依据，三则在众多的生物地层剖面研究基础上，总结出各类生物化石组合和组合序列。同时利用各地质界线附近岩石古地磁和同位素资料，取得地层绝对年龄值，进行全国性海相、陆相间对比，进而与欧美标准阶拉通关系，使中国含油气地层划分与全球地层划分接轨。

地质矿产部和中国科学院有关部门在含油气区地层研究工作中，特别是一个探区勘探初期，在资料很少的情况下，为地层的划分都做了大量艰苦的工作。

总之，通过40多年来广大石油地层研究专家的努力，含油气区的地层划分基本清楚，区域间对比可靠，已成为中国油气地质学的重要基础。

第一节 太古宇、元古宇（AR－PT）

一、太古宇－下元古界（AR－Pt_1）

中国最古老的地层是太古宇和下元古界，岩性均为变质程度不同的变质岩系。太古宇的泰山群、迁西群、阜平群和五台群等岩系沿渤海湾盆地周缘分布，同位素年龄超过2500Ma，最大

数值为3500Ma❶。由一套变质较深的麻粒岩、片麻岩、大理岩、角闪片岩及伟晶岩等组成。下元古界滹沱系等的同位素年龄为1800～2500Ma，是一套浅变质岩系，岩性有千枚岩、板岩、浅变质的长石石英岩和大理岩等。

80年代，在渤海湾盆地辽河坳陷钻探过程中，在新生界以下发现了一套变质岩系，其岩性包括片岩、片麻岩、斜长角闪岩、变粒岩，还有混合岩及混合花岗岩，变质程度较深。利用钾一氩法所测定的同位素年龄为1780～2096Ma，据此确定时代应当属于早元古代。

上述地层构成了渤海湾、鄂尔多斯和塔里木盆地的基底。在辽河、济阳和冀中等坳陷中，在变质基底顶部的风化壳中发现了油藏。

二、中元古界(Pt_2)

中元古界在含油气区内的分布，以华北地区较为广泛，包括河北、辽宁、陕西、宁夏、河南和安徽等省区(图2-1)。此外，塔里木盆地周围等地区也曾有分布，但已变质。

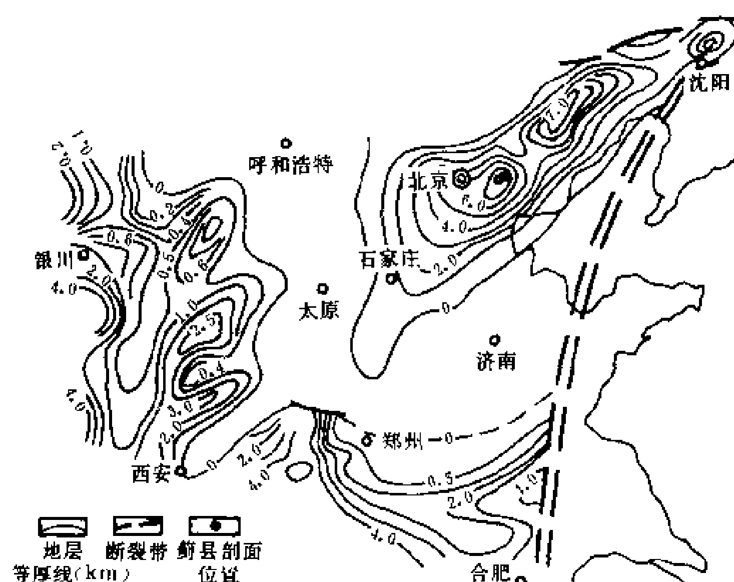


图2-1 华北地区中、上元古界分布及其厚度图

(据郝石生资料，1990，补充)

由图2-1可见，中元古界主要分布于三个区域内：蓟县附近厚度最大，可达9553m，形成一个走向北东一南西的舟状沉积带；西安至银川一带地层东薄西厚，最厚可达4000m，其间有三个北东一南西向的厚薄相间带；而郑州一合肥之间最厚处超过5000m。

中元古界以蓟县地区剖面发育最全，包括长城系和蓟县系。其上覆上元古界的青白口系。各系、组的岩性及厚度等列于表2-1。

1. 长城系(Chc)

本系包括常州沟、串岭沟、团山子、大红峪和高于庄五个组，由滨海一浅海相组成三个沉积旋回(表2-1)。旋回早期以碎屑岩为主，中、晚期变为硅镁质碳酸盐岩。长城系在蓟县剖面厚4499m，碳酸盐岩与碎屑岩约各占1/2。至辽西凌源、朝阳一带，岩性特征基本相似，唯各组厚度有所变薄，陆源碎屑有所增多。辽北泛河地区缺失常州沟组和串岭沟组，大红峪组直接不整合覆盖在下元古界辽河群之上。同时，钻井资料也证实，辽河盆地西部凹陷曙光以北，中央凸起西

❶ 中国地质科学院. 1990. 迁安太平寨采样，用U-Rb法全岩锆石鉴定资料

北的满都户，大民屯凹陷的北部和沈北凹陷的南部，均有大红峪组和高于庄组分布。

鄂尔多斯地台西缘和南缘的长城系为陆相及滨海相沉积，厚几米至1400m，以红色石英砂岩、砾状砂岩为主，西部逐渐出现杂色页岩和板岩夹层，贺兰山区夹少量白云岩，天深1井见辉绿岩。塔里木盆地北缘库鲁克塔格地区，长城系称扬吉布拉克群，厚1700～3398m，以浅海相碎屑岩为主，少量火山岩及碳酸盐岩。

表2-1　华北地区蓟县中—上元古界简表

（据郝石生等资料，1990，改编）

地层划分			厚度(m)	年龄(Ma)	岩性、构造及古生物主要特征	含油情况	沉积旋回
界	系	组					
古生界	寒武系	府君山组($\in_1 f$)		800	豹皮灰岩，含三叶虫 ……………蓟县运动		
上元古界 Pt_3	青白口系(Qb)	景儿峪组(Qb*j*)	114		薄层状灰绿色、紫红色泥质灰岩，含片藻		Ⅶ
		龙山组(Qb*l*)	118	900	下部石英砂岩，具交错层理；上部杂色页岩，具水平层理。含粗面球形藻		
		下马岭组(Qb*x*)	117	1000	上部黄绿色页岩夹砂岩；下部深灰色粉砂岩、粉砂质页岩夹砂岩，含黄铁矿；底部有含铁砂岩和不稳定砾岩，含粗面球形藻		Ⅵ
中元古界 Pt_2	蓟县系(Jx)	铁岭组(Jx*t*)	325	1180	中上部灰色中厚层白云岩夹白云质灰岩；下部砂质白云岩夹紫红、灰绿色页岩		Ⅴ
		洪水庄组(Jx*h*)	131	1220	上部灰黑色页岩夹砂岩；下部泥质白云岩夹灰绿色页岩，具水平层理，含细分散状黄铁矿		
		雾迷山组(Jx*w*)	3416	1400	深灰色巨厚—厚层状白云岩、燧石条带白云岩，夹沥青质白云岩、叠层石白云岩。含假裸枝叠层石、锥叠层石、贝加尔叠层石	工业油层	Ⅳ
		杨庄组(Jx*y*)	773	1500	上部灰白色白云岩夹紫红色泥质白云岩；下部紫红色泥质白云岩；底部有含砾砂岩、砾岩和燧石角砾岩，具水平层理		
	长城系(Chc)	高于庄组(Ch*g*)	1543	1650	中上部浅灰色中层状白云岩，水平层理；下部内碎屑白云岩、长石石英砂岩；底部有10cm含砾粗砂岩、喀什叠层石	工业油层	Ⅲ
		大红峪组(Ch*d*)	408	1700	上部白云岩，水平层理，含喀什叠层石；中部火山岩；下部石英砂岩，具水平层理、交错层理		Ⅱ
		团山子组(Ch*t*)	522	1750	上部砖红色砂泥质白云岩；有泥裂、石盐假晶；中下部灰色白云岩；下部夹黑色页岩，含黄铁矿，具水平层理，含格鲁纳叠层石		Ⅰ
		串岭沟组(Ch*ch*)	1167	1800	上部黑色页岩夹泥质白云岩；下部灰绿色粉砂质页岩夹细砂岩，具水平层理，含黄铁矿及炭质残片，含光球藻和格鲁纳叠层石		
		常州沟组(Chc)	859	1850	上部厚层石英砂岩为主，具水平层理；下部紫红色含砾长石石英砂岩夹砾岩，交错层理发育 ……………中条运动		
太古宇—下元古界 AR—Pt_1					片麻岩，片岩，斜长角闪岩，变粒岩，混合花岗岩，混合岩	工业油层	

注：表中地质年龄刊于《1983年国际前寒武纪地质讨论会论文摘要汇编》62页，"中国燕山地区晚前寒武纪同位素地质年龄表"

2. 蓟县系(Jx)

本系包括杨庄组、雾迷山组、洪水庄组和铁岭组四个组，形成两个沉积旋回(表2-1)。在蓟县剖面厚4645m。燕山地区杨庄组紫红色白云岩和洪水庄组的灰黑色页岩分布较稳定，常作为华北地区地层的对比标志，并可与辽西、辽北进行对比。蓟县系的碳酸盐岩占其总厚度的97%，主要分布在雾迷山组，沉积速率为18～19m/Ma，叠层石十分发育，代表着沉降与沉积速

率基本平衡下的局限海碳酸盐台地环境。雾迷山组是任丘基岩油藏最重要的产油层。

鄂尔多斯盆地的蓟县系分布于华北地台[1]的西、南边缘,地台北部和黄河以东缺失。近地台边缘为滨海相杂色碎屑岩和少量白云岩,厚200～800m;远离地台区为一套台地相的白云岩夹少量砂、页岩,厚100～1700m。其中藻白云岩和泥晶白云岩具生烃能力,但已过成熟。地台西缘的龙2井和庆深1井地层中夹有安山岩,天深1井见辉绿岩。塔里木盆地库鲁克塔格地区的蓟县系称爱尔基干群,为岩性单一的浅海相碳酸盐沉积,以富含镁质、硅质、叠层石及核形石等为特征,厚917～2665m。盆地南侧除且末有100m左右的蓟县系浅变质灰岩外,露头区均缺失沉积。推测盆地的大部分地区当时为陆源区。

三、上元古界(Pt_3)

本界包括地质年龄为570～1000Ma的地层,在中国含油气区中,有青白口系和震旦系。前者主要发育在华北区,后者主要分布在南方地区,而塔里木地区则两系均有。震旦系的地层划分和对比见表2-2。

青白口系在华北地区有两个旋回,厚0～349m。华南区上元古界最厚可达5000m,而塔里木区仅为1000m。

1. 青白口系(Qb)

本系包括下马岭组、龙山组和景儿峪组,形成两个沉积旋回(表2-1)。蓟县剖面厚349m,以碎屑岩和粘土岩为主,占总厚的75%。京西怀柔一带含数层辉绿岩。其中,下马岭组中上部的暗色粉砂质泥岩,在双洞1井井下见原油显示。辽北青白口系几乎全为碎屑岩和粘土岩,已轻变质,厚700余米。鄂尔多斯地台区缺失青白口纪沉积。塔里木盆地库鲁克塔格地区,与青白口系层位相当的帕尔岗塔格群,下部为滨－浅海相碎屑岩,厚140～700m;上部为碳酸盐岩,富含叠层石和核形石,厚614～900m。

2. 震旦系(Z)

长江三峡是震旦系标准剖面所在地。该系最早由李四光、赵亚曾等(1924)将其划分为南沱组、陡山沱组和灯影灰岩三部分。1964年四川威远发现震旦系气田后,该地层引起了石油地质工作者的普遍关注。1978年以来,我国地层古生物工作者在扬子地区取得了丰富的生物地层学、同位素地质年代学、磁性地层学和岩石地层学方面的资料,在震旦系上部建立了以软躯体后生动物和后生植物群为特征的灯影峡阶,在下寒武统下部建立了以小壳动物群为特征的梅树村阶(项礼文等,1981)(表2-2)。震旦系与寒武系的界线,比过去向下移了几十米。1986年以来,通过塔里木盆地周边的石油地质调查,在盆地西南的铁克力克地区,新疆地矿局原第二地质大队划分的震旦系下统恰克马克力克组的四、五段底部,发现软舌螺类小壳动物和大量刺球形藻,据此将恰克马克力克组的四、五段归入震旦系上统,并命名雨塘组[2]。在盆地东北库鲁克塔格地区,于雅尔当山花岗岩上部获得Rb-Sr全岩等时年龄920±90.9Ma,贝义西组下部为814±90.9Ma。印证了贝义西组底部的超覆不整合而属震旦系底界的合理性(新疆石油管理局南疆石油勘探公司等,1990)。在盆地北部的柯坪地区,震旦系上统内新发现25个属59个种的微古植物群,丰富了前人的古生物资料,充实了地层划分对比、特别是与钻井剖面对比的依据(新疆石油管理局南疆石油勘探公司等,1992)。

---

[1] 鄂尔多斯盆地的古生界和元古界属于华北地台的一部分,亦称鄂尔多斯地台。中生代成为单独的陆相盆地。

[2] 新疆石油管理局南疆石油勘探公司塔里木盆地地质三队.1988.塔里木盆地西南缘震旦纪至二叠纪地层、沉积相及含油性研究报告

表 2-2　中国含油气区震旦系划分、对比简表

（据邢裕盛等资料，1989，补充）

地层层序 \ 地层分区			塔里木区			扬子区			华北区（豫西）
			库鲁克塔格	柯坪	铁克力克	鄂西	滇东	四川	
寒武系（∈）	下统		西山布拉克组	王尔吐斯组	泥盆系上统 奇自拉夫组	梅树村阶	梅树村阶	下统	辛集组
震旦系（Z）	上统（Z_2）	灯影峡阶（Z_2dn）	汉格尔乔克组 △△△	奇格布拉克组	克孜苏胡木组	灯影组	灯影组	灯影组	东坡组
			水泉组						
		陡山沱阶（Z_2d）	育肯沟组	苏盖特布拉克组	库尔卡克组	陡山沱组（691，693）	陡山沱组（626，658）	陡山沱组	罗圈组 △△△
			扎摩克提组		南塘组				
	下统（Z_1）	南沱组（Z_1n）	特瑞爱肯组 △△△	尤尔美布拉克组 △△△	恰克马克力克组 △△△	南沱组（739） △△△	南沱组 △△△	南沱组 △△△	董家组（656，727）
			阿勒通沟组 △△△	巧恩布拉克组					
		莲沱组（Z_1l）	照壁山组		克里西组	莲沱组（748）	澄江组	莲沱组	黄莲垛组
			贝义西组 △△△	△△△					

注：△△△为冰碛层；括号内数字为同位素年龄值，Ma

(1)扬子区

本区震旦纪早期的粗碎屑和泥质沉积，具裂谷充填特征，并普遍发育冰碛层。地台边缘通过拉张、裂陷，海域向地台内部逐渐扩展，造成地台的核心部位缺失震旦纪早期沉积。如川中地区经女基井揭示，缺失南沱组和陡山沱组沉积。此外，根据长宁 1 井中与陡山沱组相当的喇叭岗组为长石石英砂岩和白云质石英砂岩，以及陡山沱组与下伏不同层位接触等情况分析，震旦纪早期的龙女寺古陆是存在的。据重、磁力资料推测，江汉盆地与川中情况类似。地台边缘的裂陷作用以川西小相岭、苏雄、峨边一带最为显著，沉积物最厚可达 6000 余米。震旦纪早期的苏雄组为一套以酸性为主的陆相火山岩系，上覆开建桥组变为富含火山物质的陆相碎屑沉积。与南沱组上部层位相当的列古六组，则是一套不含火山物质的湖相暗紫红色夹灰绿色条带的细碎屑和泥质沉积。该裂谷盆地向南延伸到滇中的会理、澄江一带，因地势较高，堆积了澄江组的陆相红色粗碎屑岩系，属山麓洪积相。向南至玉溪、建水一带，变为陆相一滨海相的碎屑沉积。昆明附近的澄江组内还夹有多层酸性和基性的凝灰岩和玄武岩（王鸿祯，1985）。

晚震旦世，本区四周已发育成被动大陆边缘。早期，川西一带的喇叭岗组主要为一套砂岩夹砂质泥岩和少量薄层白云岩，厚 10～240m，往东南变为碳酸盐岩与碳质页岩和硅质岩的互层，普遍发育磷块岩，称陡山沱组，厚数十至 400m。下扬子区的安徽滁县一带，陡山沱组上部为碳酸盐岩与碎屑岩互层，下部以碎屑岩为主夹少量石灰岩和含磷灰岩透镜体，岩层局部遭轻度变质，厚 900～1100m。华南区相变为碎屑岩夹硅质岩，一般厚几百米至千余米，并出现凝灰质砂岩。江西崇义地区，凝灰质板岩中发育微细水平层理及斜层理，并见粒序层和槽、沟印模，具深水浊流沉积特征[1]。晚期，灯影组在扬子区为镁质碳酸盐沉积，夹硅质条带，发育大量蓝藻和红藻，厚 200～1100m。宜宾一泸州一珙县一带，沉积了厚达 240m 的盐岩（宁 2 井），为泻湖相。由泻湖中心向外围地区，沉积物依次为岩盐→石膏＋钙芒硝＋盐→含藻白云岩→藻云岩。鄂

[1] 江西省地质局区调大队. 1983. 江西省震旦系

西、鄂北、湘西和黔东等地，灯影组普遍含磷。下扬子地区也以镁质碳酸盐岩为主，藻白云岩一般厚 70 余米，不及上扬子区发育。四川盆地大部分地区本系只有上统，其厚度 600 多米，威远地区为重要产气层（图 2-2）。而在四川盆地以南、以东的扬子区内，局部地区可加厚到 1500m 以上。东南区的赣粤交界地带可达 5000m。

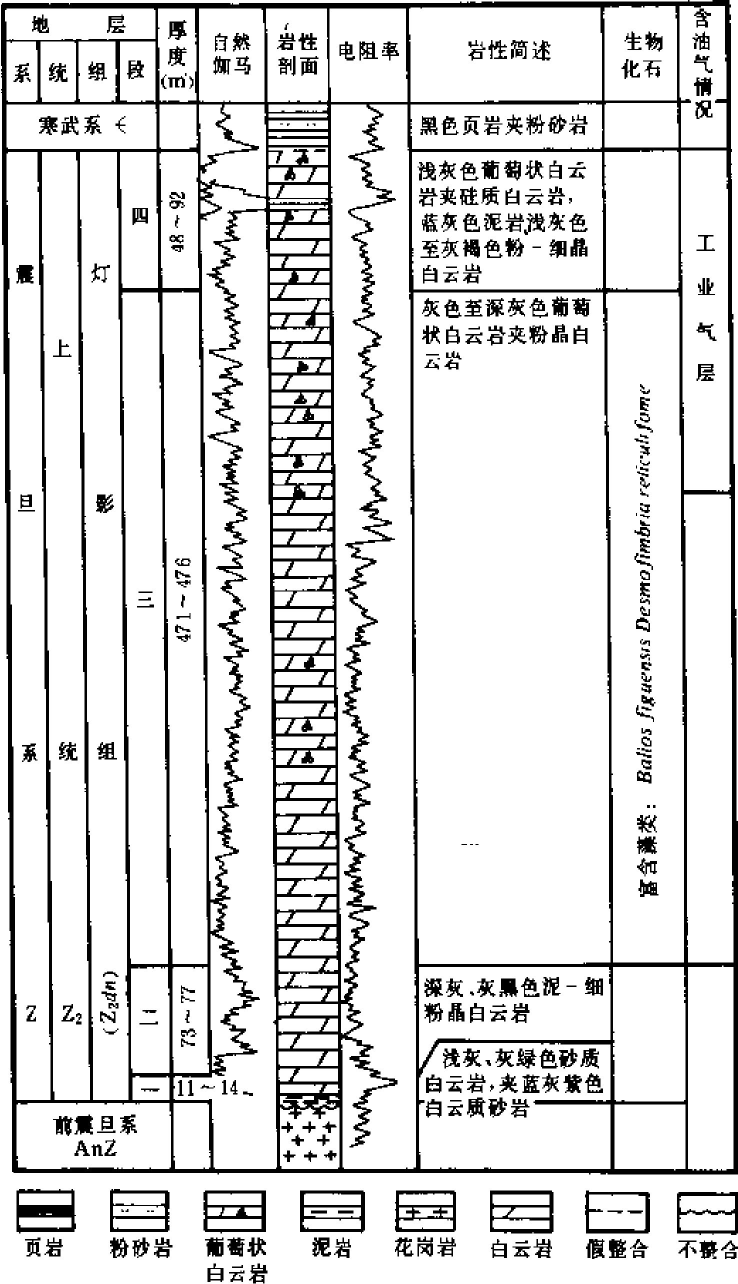


图 2-2 四川盆地威远气田震旦系柱状剖面简图

（据四川石油管理局勘探开发研究院资料，1987，改编）

(2)塔里木区

本区的震旦系出露于塔里木盆地的周缘。库鲁克塔格区以兴地断裂为界，其南、北的震旦系沉积环境不同。北区（库鲁克塔格断隆）以海相粗碎屑岩为主，夹层状基性火山岩、硅质岩和碳酸盐岩，厚达 5000m。发育上（汉格尔乔克组）、中（特瑞爱肯组）、下（贝义西组）三套海相冰碛

层。南区(孔雀河斜坡)的震旦系厚2016m，下部为陆相中基性夹酸性火山岩，上部为浅海相泥页岩、砂岩夹碳酸盐岩，仅发育上冰碛层。柯坪地区下统巧恩布拉克组和尤尔美布拉克组，均为海相冰碛层。上统苏盖特布拉克组为滨－浅海相杂色碎屑岩，奇格布拉克组为滨－浅海相白云岩。震旦系总厚2400m。阿克苏穹形隆起缺失早震旦世沉积，震旦系上统直接覆盖在下元古界阿克苏群之上。盆地西南缘的铁克力克地区，下统克里西组和恰克马克力克组，为海相泥质硅质岩、碎屑岩及海相冰碛层，厚1574m。上统雨塘组、库尔卡克组和克孜苏胡木组为海相碎屑岩和白云岩，厚1741m。

根据库鲁克塔格区贝义西组同位素年龄值，据兴地断裂以南地层时代比以北老(分别为814±90.9Ma和773Ma)的情况分析，断裂以南的贝义西组层位更全。它与四川甘洛县震旦系(有争议)苏雄组火山岩Rb－Sr等时年龄821±6.1Ma(叶伯丹等，1986)接近，是震旦纪最早的沉积。由此认为，震旦纪时限下界定在850Ma较恰当。

第二节　古生界(Pz)

一、寒武系(∈)

寒武系的层型剖面，下统在滇东，中、上统在鲁西、冀东。下统自下而上分为梅树村组、筇竹寺组、沧浪铺组和龙王庙组。梅树村组以不含三叶虫的带壳动物为特征，主要有软舌螺、似软舌螺、腹足类、单板类、喙壳类、腕足类、海绵和分类未定的动物(项礼文等，1981)。

从层位上看，扬子区和塔里木区较为完整，华北区缺失下统的下部，中、上统则广泛分布，并且对比关系清楚，反映了当时中国大陆地势平坦、浅海广布的面貌。各区地层划分及对比情况见表2－3。

表2－3　中国含油气区寒武系划分、对比简表

地层层序		扬子区					塔里木区		华北区
		滇东	黔北	鄂西		四川	柯坪	库鲁克塔格	
上统 $(\in_{3})$	凤山阶 $(\in_{3}f)$		娄山关群	三游洞群	雾渡河组	洗象池群	丘里塔格下亚群	白云岗组/金龙沟组	凤山组
	长山阶 $(\in_{3}ch)$							突尔沙克塔克组	长山组
	崮山阶 $(\in_{3}g)$								崮山组
中统 $(\in_{2})$	张夏阶 $(\in_{2}zh)$	双龙潭组			新坪组		阿瓦塔格组	莫合尔山组	张夏组
	徐庄阶 $(\in_{2}x)$		石冷水组	覃家庙群	官山垴组				徐庄组
	毛庄阶 $(\in_{2}m)$	陡坡寺组	高台组		礁滕包组		沙依里克组	船形山组	毛庄组①
下统 $(\in_{1})$	龙王庙阶 $(\in_{1}l)$	龙王庙组	清虚洞组	石龙洞组		龙王庙组	吾松格尔组	西大山组	馒头组
	沧浪铺阶 $(\in_{1}c)$	沧浪铺组	金顶山组	天河板组		沧浪铺组			(府君山组)辛集组
			明心寺组	石牌组			肖尔布拉克组		
	筇竹寺阶 $(\in_{1}g)$	筇竹寺组	牛蹄塘组	水井沱组		筇竹寺组		西山布拉克组	
	梅树村阶 $(\in_{1}m)$	梅树村组	大关段	黄鳝洞(天柱山)段			玉尔吐斯组		
下伏地层		灯影组	灯影组	灯影组		灯影组	奇克布拉克组	汉格尔乔克组	前寒武系不同层位

①毛庄组层位有两种划分方案，有些研究者将其划为下统上部，在区域地层对比中，则划为中统下部。

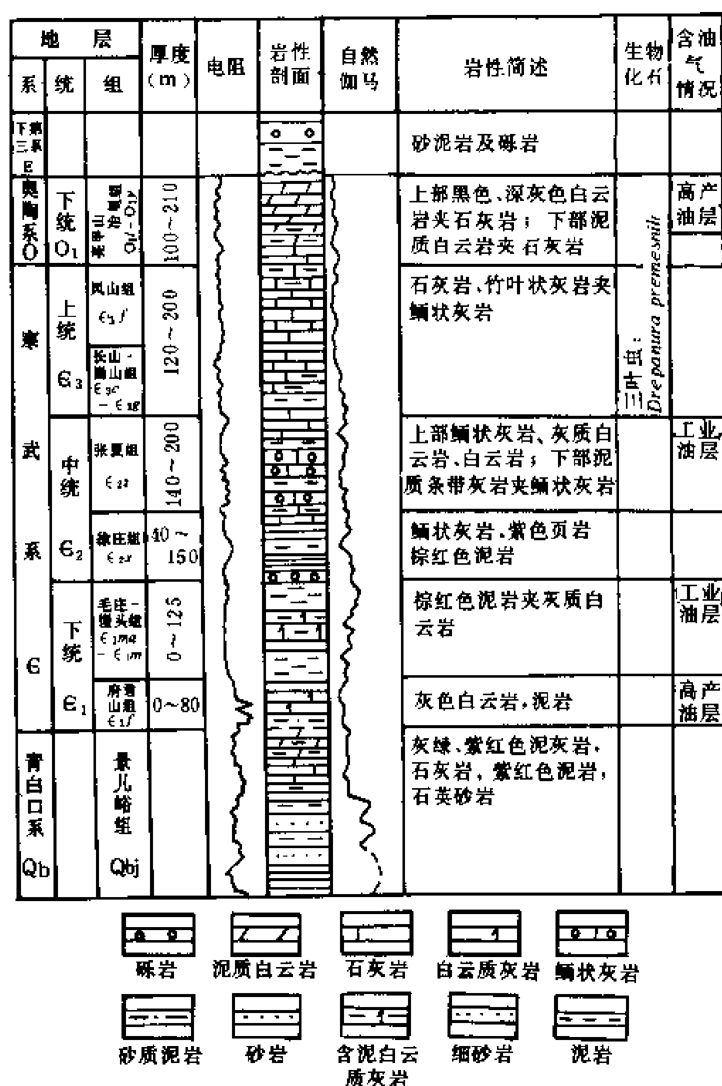


图 2-3 冀中地区寒武系柱状剖面简图

(据华北石油管理局石油勘探开发研究院资料，1990，改编)

三叶虫等非常繁盛，牙形刺的研究也日益深入，但至今国内对其生物年代地层划分仍未统一，存在二分与三分甚至四分之争。根据目前多数人的习惯，本书沿用三分法，将其分为 3 统 8 阶，并从石油部门的研究成果和使用现状出发，简要综合含油气区奥陶系的划分与对比(表 2-4)。

本系下统在扬子、华北和塔里木三个区中均有分布，中统在华北区大部缺失，而上统除华北区缺失外，其它两区在部分地区也缺失某些层位(表 2-4)。岩性以碳酸盐岩广布为特征。在上扬子区及塔里木区局部夹有碎屑岩，而华北区则往往见有硬石膏层。

在渤海湾盆地的济阳、冀中、黄骅和渤中等坳陷，以及塔里木盆地塔北隆起，奥陶系中都发现工业油流。在鄂尔多斯盆地中部，于下奥陶统的风化面上发现大面积气藏。

地层厚度在三个区中仍以扬子区最大，可达 4500m，一般在 200～600m 间；华北区则小于 1000m，大多为 600m 左右；塔里木区大多超过 1000m。

陶系岩性较稳定，厚度变化小，一般为400～600m。但在内江、成都一带显著减薄乃至缺失，主要为后期剥蚀所致。黔中隆起上也因剥蚀作用仅残留少量下统，呈零星分布。在峡东、黔北、川南和赣北等地，五峰组之上相继出现一套灰黑色生物泥灰岩或页岩，产小达尔曼虫（*Dalmanitina mucronata*）和赫尔南特贝（*Hirnantia*），厚仅数米，称观音桥组。由于小达尔曼虫广布于欧亚大陆的奥陶系顶部层位，所以观音桥组相应地划归上奥陶统。

2. 华北区[1]

本区的奥陶系与寒武系为连续过渡，但普遍缺失中、晚奥陶世沉积。长期以来，鄂尔多斯地区和华北地区对马家沟组和峰峰组的划分、对比存在分歧。长庆石油勘探局通过近十多年的地层、古生物研究工作后，将陕西地区马一至马五段划归马家沟组，马六段划归峰峰组[2]。

下奥陶统包括冶里组、亮甲山组、马家沟组和峰峰组，中奥陶统为平凉组，上奥陶统为背锅山组。钻探证实，鄂尔多斯地台腹地缺失冶里组和亮甲山组，马家沟组直接超覆在上寒武统之上。峰峰组分布也很局限（图2-4）。平凉组和背锅山组仅在地台的西、南边缘分布。

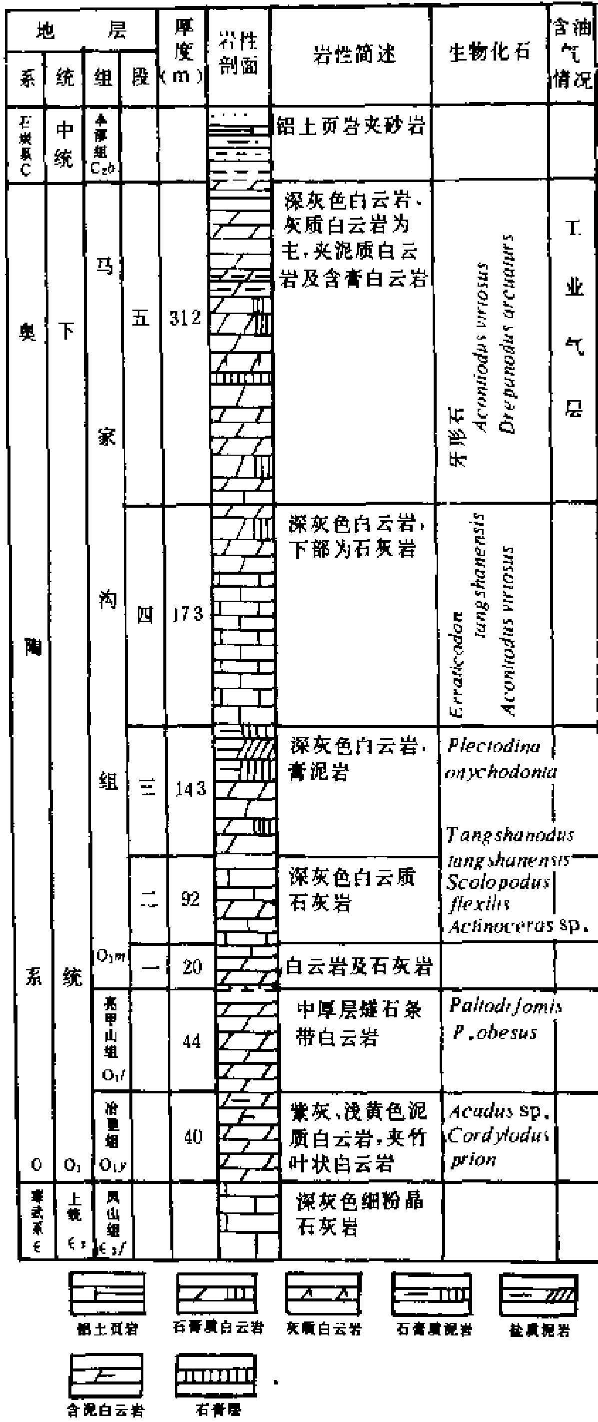


图2-4 鄂尔多斯盆地中部奥陶系柱状剖面简图①

（据李启明资料，1995，改编）

（1）冶里组 O_1y

晋东北以灰、灰黑色灰岩为主，夹竹叶状灰岩及黄绿色页岩，底部常以黄绿色薄层灰岩、泥灰岩与上寒武统整合接触；晋中及贺兰山中段为白云质灰岩与泥质灰岩互层；其余地区为白云岩、泥质白云岩夹竹叶状白云岩和页岩。厚16～160m。

（2）亮甲山组 O_1l

以中厚层状富含燧石团块、燧石条带的白云岩为主，夹浅灰色含泥质白云岩。晋北及贺兰山中段为白云质灰岩与白云岩互层。厚18～220m。

（3）马家沟组 O_1m

除陕北乌兰格尔缺失，晋南和晋北上部地层发育不全外，其他地区均有分布。马一、马三、

[1] 李启明．1991．鄂尔多斯盆地靖边地区奥陶系古风化壳天然气藏形成条件（硕士论文）

[2] 峰峰组的层位，有相当多的学者划归中统，本书按全国对比，暂并入下统。

马五段为泥灰岩、泥质白云岩及钙质泥岩、膏岩、膏溶角砾岩夹石灰岩，陕北井下见累计厚度170m的盐岩。马二、马四段为石灰岩、生物碎屑灰岩、云斑灰岩夹白云岩。厚一般300～700m（图2-4）。地台西缘的银川—平凉—耀县一带，与马家沟组层位相当的三道坎组和桌子山组，为石灰岩、白云岩、砂质灰岩夹砂岩。厚415～730m。

(4)峰峰组 O_1f

主要分布于华北区的中、东部。鄂尔多斯地台及晋北、晋南等地大多缺失。岩性以灰、深灰色泥晶灰岩为主，局部夹白云岩和泥晶颗粒灰岩。厚10～180m。

(5)平凉组 O_2p

仅分布于鄂尔多斯地台的西、南缘，厚162～2000m。西部岩性为页岩、砂岩夹少量石灰岩和灰质滑塌角砾岩；西南部为石灰岩夹白云岩、凝灰岩。

(6)背锅山组 O_3b

零星分布于鄂尔多斯地台的西南缘。岩性为颗粒灰岩夹少量泥灰岩。厚29～506m。

3.塔里木区

本区的奥陶系，地面以库鲁克塔格和柯坪地区出露较完整，巴楚隆起上也有零星分布，塔里木盆地内已有20余口井钻及。据地震资料解释，除塔南和塔东南外，奥陶系在盆地内广泛分布，东厚西薄。东部满加尔坳陷估计厚达6000m左右，和田以西已不足千米。柯坪地区以碳酸盐岩为主，上部夹钙质泥岩，缺失晚奥陶世晚期的(五峰组)部分或全部沉积，厚400～1020m。同时，库鲁克塔格地区的地层、古生物工作也获得重要进展。在兴地断裂以南(南区)的碎屑岩相区，新建五个组并修定了一个原定组的含义；在兴地断裂以北(北区)的碳酸盐岩相区，新建三个组，并修定了两个原定组的含义(表2-4)。

南区，在亚尔当山、元宝山和却尔却克山一带，本系厚2000～3000m。自下而上各组岩性等特征如下：

(1)白云岗组($\in_3$—O_1)b

岩性为钙质泥(页)岩与瘤状灰岩、薄板状灰岩互层，产丰富的三叶虫、牙形刺及腕足类、笔石化石。

(2)黑土凹组 O_1h

下部黑色笔石页岩，底部间夹钙质粉砂岩条带，盛产笔石、腕足类、甲壳类化石；中、上部为灰黑色、黑色薄层放射虫硅质岩与硅质泥(页)岩互层。厚25～37m。

(3)却尔却克组(O_1—O_2)q

为一套典型的陆缘碎屑沉积岩。上部为绿灰、灰色长石岩屑砂岩与深灰色泥岩互层；下部为黑色或灰黑色泥(页)岩、粉砂质泥岩及粉砂岩组成的韵律层。产笔石、牙形刺和腕足类化石。厚600～1300m。

(4)杂土坡组 O_2z

岩性为深灰色中—块状泥岩及粉砂质泥岩夹少量钙质泥岩、粉砂岩。产笔石、腕足类和介形虫化石。厚115～240m。

(5)元宝山组 O_3y

下部为含砾粗砂岩至粉砂含钙质长石砂岩、泥质长石砂岩与泥岩的韵律层；上部间夹砂质灰岩薄层或透镜体。产笔石、牙形刺及三叶虫、腕足类、头足类、珊瑚化石。厚200～310m。

(6)银屏山组 O_3yp

主要为泥质长石砂岩与泥岩的韵律层。砂、泥比约为4～5：1。主要产笔石，含三叶虫、腕

足类、头足类、腹足类及珊瑚等化石，厚 1500 余米。其上与上第三系或石炭系不整合接触。

北区，本系以哈达布拉克塔格—乌里格孜塔格—汉格尔乔克一带最发育，自下而上分为金龙沟组（部分）、巷古勒塔格组、赛力克达坂组、乌里格孜塔格组和哈达布拉克塔格组，总厚 3563m。各组和南区对比情况见表 2-4。

三、志留系（S）

志留系沉积时期，地台区总的趋势是陆地面积不断扩大，海域面积相对缩小。与奥陶纪相比，除华北地台志留纪继续缺失沉积外，扬子和塔里木地台上的陆源区也不断扩大，造成志留纪普遍以陆源碎屑沉积为主。

地层厚度在扬子区为 1000m 左右，较厚地区呈局部凹陷状。在塔里木区，西薄东厚，最厚为 4000m，大部分地区厚度小于 2000m。

各地分层和对比的情况见表 2-5。下统分布较广，中、上统缺失较多。

1. 扬子区

本区志留系分布广泛，研究也较详细。尽管尚未找到一条顶底齐全的完整剖面，但目前本区仍可作为中国志留系标准分层的地区。1970 年以来，随着地层古生物资料的不断积累，原属上志留统的纱帽群、韩家店群改属中志留统；原中志留统的罗惹坪群、石牛栏群均属下志留统上部。上志留统仅于滇东、川南、长江下游等地见及。下统下部为笔石页岩相，下统上部和中、上统一般为介壳相，总厚度 1000～2000m。其下与奥陶系通常整合接触，局部超覆在奥陶系不同层位或更老地层之上。其上多数与泥盆系假整合，滇东曲靖一带为连续沉积。中、下统选择川、滇、黔、湘、鄂交界地区为层型剖面，上统选择滇东曲靖为层型剖面，共分 3 统 7 阶。由下而上为下统龙马溪阶、石牛栏阶、白沙阶，中统的秀山阶，上统的关底阶、妙高阶和玉龙寺“阶”（表 2-5）。

表 2-5 中国含油气区志留系划分、对比简表

（据林宝玉等，1984，修改补充）

地层层序 \ 地层分区		扬子区					塔里木区	
		滇东	三峡	川南、黔北	四川盆地	长江下游	库鲁克塔格	柯坪
上覆地层		泥盆系 D_1	云台观组 D_2	铜矿溪组 P_1	二叠系或石炭系 P_1/C_2	五通群 D_3	泥盆系 D_{1-2}	泥盆系 D_{1-2}
上统 S_3	玉龙寺“阶” S_3y	玉龙寺组				茅山群		
	妙高阶 S_3m	妙高组						
	关底阶 S_3g	关底组		回星哨组				
中统 S_2	秀山阶 S_2x	岳家山组	纱帽组	秀山组		坟头群		
下统 S_1	白沙阶 S_1b		石屋子组	白沙组	白沙组	高家边群	土什布拉克组	柯坪塔格组 三段
	石牛栏阶 S_1sh		罗惹坪组	石牛栏组	小河坝组			柯坪塔格组 一至二段
	龙马溪阶 S_1l		龙马溪组	龙马溪组	龙马溪组			
下伏地层		寒武系 ∈	观音桥组 O_1	观音桥组 O	奥陶系 O_2	奥陶系 O_3	奥陶系 O_3	奥陶系 O_3^1

(1)龙马溪阶 S_1l

命名于湖北秭归新滩龙马溪，标准地点为四川綦江观音桥。下部为深灰—黑色页岩、砂质页岩，上部以灰绿、黄绿色泥岩为主，厚 100～900 余米，富含笔石。因中加里东运动的影响，奥陶系与志留系的界面不平整。如皖南地区两者为连续沉积，皖中地区存在沉积间断，奥陶系顶和志留系底均有不同程度的地层缺失，并表现为自南东向北西方向缺失层位逐渐增多(安徽省地矿局区域地质调查队，1989)。

(2)石牛栏阶 S_1s

命名与标准地点在四川綦江观音桥南 2km 的石牛栏，系丁文江等 1930 年建立。主要分布于黔北和川南一带，分上、下两段。下段为灰色瘤状灰岩、泥灰岩和灰岩，夹黄绿色页岩。化石以珊瑚、腕足类为主，见少量笔石。厚度数十米至 300 余米。上段为灰绿、黄绿色页岩、粉砂质页岩夹泥质粉砂岩，化石稀少。厚数十米至 200m。川东的南川、秀山和黔北沿河、松桃一带的小河坝组与石牛栏组相当，岩性为粉砂质页岩、粉砂岩和页岩。厚 100～500m。

(3)白沙阶 S_1b

命名于贵州省石阡县白沙，层型剖面选自四川秀山溶溪。岩性为紫红色粉砂质泥岩、页岩、泥质粉砂岩夹灰绿、黄绿色泥质粉砂岩、页岩，偶夹薄层生物碎屑灰岩或透镜体灰岩。分布于黔北、黔东北、川东南、鄂西南、湘西北和滇东北一带。一般厚 200～300m。

长江下游的高家边群，下部为黑色页岩，中部为黄绿色页岩，上部为黄绿色页岩和砂岩。厚 300～1700m，代表整个下志留统(表 2-5)。

(4)秀山阶 S_2x

命名地点和层型剖面均在四川秀山溶溪，为南京地质古生物研究所 1974 年建立。其分布同白沙阶。岩性下部为石英粉砂岩、粉砂质页岩及细砂岩，偶夹砂质灰岩或灰质砂岩；上部为灰质页岩、灰质粉砂岩，夹粉砂岩和灰岩结核。含三叶虫、笔石、头足类、腕足类、珊瑚等化石。厚 170～900m 左右。

(5)关底阶 S_3g

命名和层型剖面均在云南曲靖城西南。以紫红色、黄灰色钙质页岩和泥灰岩为主，时夹黄灰色砂岩。产头足类、腕足类、珊瑚及牙形刺化石。厚 110～560m。主要分布于滇东地区，黔北、川南一带的回星哨组与之层位相当，也为紫红色、灰绿色粉砂质泥岩和砂岩。厚 100～200m。

(6)妙高阶 S_3m

命名和层型剖面同关底阶。岩性为黄绿、灰绿色页岩夹灰岩和瘤状灰岩。产牙形刺、腕足类、珊瑚、苔藓虫等化石。厚 340～760m。

(7)玉龙寺“阶”S_3y

命名和层型剖面同关底阶。岩性为黑色页岩与薄层瘤状灰岩互层，顶、底均有一层黑色页岩。产介形类、双壳类、腕足类、三叶虫等化石。厚 200～390m。上与泥盆系连续过渡，它们之间的确切分界存在较大争议，有待今后深入研究解决。

长江下游上志留统茅山群为一套灰绿、紫红、灰白色的砂岩、粉砂岩，厚 10～714m。下与坟头群整合接触，上与上泥盆统五通群假整合。1962 年潘江据鱼类化石的研究，认为茅山群应属早－中泥盆世。由于这套地层化石稀少，其时代归属尚有争论。文中采用过去的习惯划法，暂归入上志留统。

2. 塔里木区

本区志留系主要分布于柯坪和库鲁克塔格一带，分别称柯坪塔格组和土什布拉克组，属下

志留统。柯坪塔格组分布于阿克苏西、乌什、阿合奇、柯坪和巴楚等地，呈北东—南西向的条带形展布。岩性为灰绿、紫红色砂岩、页岩和泥岩，底部常见一层几十厘米厚的褐灰色底砾岩。厚400～700m。下与中、上奥陶统，上与中、上泥盆统均为假整合接触。根据地震资料分析，阿瓦提凹陷内可能缺失志留系；满加尔凹陷内志留系分布较广，向北东方向多被剥蚀而非尖灭；塔北隆起的钻探证实缺失志留系。志留纪中、晚期塔里木盆地区域性抬升，造成大部分地区缺失中、上志留统。局部地区奥陶系也遭剥蚀，泥盆系直接不整合在奥陶系不同层位之上。

四、泥盆系(D)

由于加里东运动的影响，造成华北、柴达木和塔里木连片成陆，扬子和华南除钦州、曲靖还有小片残留海外，也都隆起为陆地。泥盆纪的沉积主要受控于复杂的地貌条件和先期构造薄弱带的重新活动，出现了众多的沉积类型和生物群体。总的看，华南地区泥盆系分布普遍，尤其以西南地区最为发育，研究工作也较深入，成为我国研究泥盆纪地层并与世界进行对比的典型地区。

本系厚度变化大，呈小型凹陷状分布。在华南区大多为1000m左右，在塔里木区变薄，厚度小于1000m。岩性比较复杂，有碳酸盐岩、碎屑岩和泥岩，横向变化快。上统分布广泛，中、下统局部地区缺失（表2－6）。本系在苏北盆地发现了二氧化碳工业气流。

表2－6　中国含油气区泥盆系划分、对比简表

地层分区 / 地层层序		华南区							塔里木区		
		桂西南、桂中、桂东	黔西北、黔西、黔南	滇东曲靖	湘中	湘鄂西	长江下游	钦州	柯坪	库鲁克塔格	铁克力克
上覆地层		C_1	C_1	C_1	C_1	C_1	C_1	C_1	C_2-P_1	C_1	C_1
上统 D_3	锡矿山阶 D_3x	融县组	尧梭组	宰格群	锡矿山组	写经寺组	五通群	三里组	克兹尔塔格组	阿尔特梅什布拉克组	奇自拉夫组
	佘田桥阶 D_3s		俚城坡组		佘田桥组	黄家磴组		榴江组			考库亚组*
中统 D_2	东岗岭阶 D_2d	东岗岭组	独山组	西冲组	棋子桥组 跳马涧组	云台观组	?	小董群	依木干他乌组	树沟子组	阿尔他西群
	应堂阶 D_2y	应堂组	龙洞水组	穿洞组	半山组						
下统 D_1	四排阶 D_1s	四排组	舒家坪组	翠峰山群					塔塔埃尔塔格组		塔木群（未见底）
	郁江阶 D_1y	郁江组	丹林群					钦州群			
	那高岭阶 D_1n	那高岭组									
	莲花山阶 D_1l	莲花山组		面店村组							
下伏地层		Pt－∈	∈－S	S_3	∈－S	S_2	S	S_3	S_1	S_1	Pt

* 新建组

1. 华南区

本区的泥盆系岩性、岩相变化大，发育有不同的生物群，地层对比还没有完全统一。根据岩性、岩相和生物群特点的不同，可分为象州、南丹和曲靖三种类型。并以桂北和湘中的象州型剖面作为标准分类的基础提出建阶内容，以腕足类、珊瑚化石建立年代地层表，利用菊石、竹节石等生物与国外剖面对比（侯鸿飞，1982）。由此提出的3统8阶已被广泛沿用。自下而上为：下统的莲花山阶、那高岭阶、郁江阶、四排阶，中统的应堂阶、东岗岭阶，上统的佘田桥阶和锡矿山阶（表2－6）。

(1)莲花山阶 D_1l

命名剖面在广西桂县莲花山，但以横县六景剖面为标准。下部为灰白色厚层石英砂岩，中部为灰色泥质灰岩与紫红色粉砂质泥岩互层；上部为紫红色粉砂质泥岩夹粉砂岩和泥岩。厚335m。

(2)那高岭阶 D_1n

命名于广西横县六景。中、下部为灰绿、灰黑色粉砂质泥岩和泥岩，下部夹腕足类介壳灰岩；上部为浅棕褐色砂岩与泥岩互层。厚 178m。

(3)郁江阶 D_1y

命名于广西横县六景。中、下部为黄绿、灰绿色泥岩、粉砂质泥岩与深灰、灰色泥质灰岩等厚互层；上部为黄绿、深灰色泥岩与泥灰岩互层。主要产腕足类、四射珊瑚、三叶虫、牙形刺化石。厚 175m。

(4)四排阶 D_1s

命名于广西柳州之东的鹿寨四排圩，层型剖面为广西象州大乐石朋村。岩性主要为生物灰岩、白云岩和泥岩。

(5)应堂阶 D_2y

广西象州大乐应堂村为层型剖面命名地点。岩性为泥岩夹泥灰岩和灰岩、泥灰岩夹泥岩。厚 218m。

(6)东岗岭阶 D_2d

广西象州斗篷岭为其层型剖面命名地点。下部岩性为碎屑岩夹灰岩，上部灰岩、泥灰岩。厚420m。

(7)余田桥阶 D_3s

湖南邵东余田桥为层型剖面命名地点。底部为薄层硅质岩或硅质灰岩，下部泥岩夹泥质粉砂岩，中部灰岩、粉砂岩，上部泥灰岩夹薄层灰岩。厚 580m。

(8)锡矿山阶 D_3x

湖南新化县锡矿山为层型剖面命名地点。岩性包括下部长龙界页岩，中部马牯脑灰岩夹赤铁矿层，上部欧家冲砂岩。厚 400m。

广西上泥盆统大部分地区没有分组，包括两类同期异相沉积。融县组：下部以深灰色灰岩为主，上部浅灰、灰白色灰岩和白云岩，局部夹砂岩、泥岩。产腕足类、珊瑚化石。厚数百到1000m，桂林西最厚达 1600m。榴江组：下部灰、浅灰色硅质岩和硅质页岩，上部灰、灰白、灰紫色扁豆状灰岩，夹硅质条带、结核或薄层，产菊石化石。一般厚数百米，钦州地区最厚达 1200m。

2. 塔里木区

本区的泥盆系出露于塔里木盆地的南、北边缘。由于化石稀少，研究深度不够，地层划分、对比尚存在不少问题。

(1)柯坪地区

下统塔塔埃尔塔格组岩性为紫红色、浅灰色砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩夹泥页岩，底部以一层富含介壳的紫红色砂岩与下志留统柯坪塔格组分开。化石有腕足类、鱼类、微古植物及孢子。厚 95～600m。中统依木干他乌组，为紫红色泥岩、粉砂质泥岩、泥质粉砂岩夹灰绿色薄层粉砂岩。化石有腹足类、腕足类、双壳类、鱼类及介形虫。厚 150～600m。上统克兹尔塔格组，为紫红、棕红色砂岩夹含砾砂岩或砾岩。产微古植物和少量几丁虫化石。厚 200～600m。与上覆地层蒙达勒克组(C_1)假整合。

表 2-7　中国含油气区石炭系划分、对比简表

地层层序		华南区				塔里木区			华北区
统	阶	贵州	滇东	桂东北	四川	柯坪	巴楚	盆地西南缘	
上覆地层		P_1	P_1	P_1	P_1	康克林组	小海子组	P_1	P_1
壶天统（上统）C_2	马平阶 C_2m	马平组	马平组	马平组				塔哈奇组	太原组
	达拉阶 C_2d	达拉组	威宁组	黄龙组	黄龙组	索格当他乌组 / 比京他乌组		阿孜干组	本溪组
	滑石板阶 C_2h	滑石板组		大埔组				卡拉乌依组	
丰宁统（下统）C_1	德坞阶 C_1dw	摆佐组	岩石岭组	罗城组		库鲁组	卡拉沙依组	和什拉甫组	
	大塘阶 C_1d	上司组	灰岩组	寺门组					
		旧司组		黄金组		乌什组*			
		祥摆组	万寿山组					克里塔克组	
	岩关阶 C_1y	汤耙沟组	炎方组	岩关组					
		革老河组				蒙达勒克组*	巴楚组		
	（待建阶）	者王组							
下伏地层		D_3	D	D_3	S	S_1	D_3	D_3	O_1

* 新建组

(2)岩关阶 C_1y

命名于贵州独山岩关村，层型剖面位于贵州独山城南之革老河至汤耙沟。自下而上分为革老河段和汤耙沟段。革老河段下部为深灰色灰岩、泥质灰岩，中、上部灰黑色泥质灰岩夹页岩。汤耙沟段为灰黑色灰岩、泥质灰岩，间夹页岩及石英砂岩。总厚 280m。

(3)大塘阶 C_1

层型剖面选自贵州惠水摆金附近。自下而上包括祥摆组砂岩、页岩夹薄煤层，旧司组泥灰岩、石灰岩与页岩、燧石层互层，上司组石灰岩、泥灰岩夹少量页岩、砂岩，偶见白云岩。惠水祥摆、摆金地区总厚 731m。

(4)德坞阶 C_1dw

阶名取自贵州水城县德坞，标准剖面位于贵定南摆佐(过去又称摆佐组)。岩性为浅灰、灰白色灰岩、白云岩夹少量钙质页岩和泥灰岩。厚 148m。

下石炭统为海侵超覆沉积。四川盆地缺失下统，岩关阶仅分布于滇东牛首山东南侧。贵州的威宁、紫云、惠水、龙里、都匀、三都一线以南，德坞阶沉积范围有所扩大。岩关阶和大塘阶的砂、泥岩含量向古陆方向明显增多，而地层厚度减薄。因此，下石炭统在康滇古陆和上扬子古陆可超覆于前泥盆系之上。下扬子地区也缺失岩关阶早期沉积，晚期金陵组超覆在泥盆系之上。南盘江地区因裂陷作用，发育深水相沉积。

(5)滑石板阶 C_2h

层型剖面位于贵州盘县城东 30km 滑石板村。岩性为浅灰、深灰色灰岩，顶部和下部含白云质团块或夹白云岩。厚 545m。

(6)达拉阶 C_2d

层型剖面位于贵州盘县城东 30km 达拉村。岩性为灰白、浅灰色灰岩、生物灰岩，下部夹白

云岩或白云质团块。厚 121m。

(7)马平阶 C_2m

命名于广西柳州，标准剖面选自贵州威宁鸭子塘赵家山。岩性为浅灰、灰色灰岩，常见燧石结核，时夹白云岩或白云质团块。厚 600～800m。

华南晚石炭世除靠近闽浙山地的铅山—金华一带有陆源碎屑沉积外，其他地区几乎全是碳酸盐和镁质碳酸盐沉积，缺乏含煤岩系，局部夹少量石膏。底栖生物大量繁殖。南盘江地区依旧存在深水槽盆相。安徽铜陵黄龙组见海底火山喷发、沉积的火山岩系(安徽地层志，石炭系分册，1989)。四川盆地东部仅有上石炭统黄龙组分布(图 2-5)，岩性为白云岩和角砾状白云岩，鄂西局部夹生物灰岩。一般厚 10～60m。

2. 塔里木区

本区的石炭系主要出露于塔里木盆地的北缘和西南缘。在塔北地区及满加尔凹陷东侧，石炭系超覆于泥盆系、志留系、奥陶系、寒武系不同层位之上。由于盆地东半部边缘存在物源区，造成东半部的边缘往往出现碎屑和泥质沉积，其他地区则以碳酸盐沉积为主。塔中地区石炭系上部有三角洲相砂岩分布。据地震资料解释，阿瓦提凹陷石炭系厚 2000m 左右，塔西南凹陷大于 2000m。

(1)柯坪地区

据新疆石油管理局南疆石油勘探公司塔里木地质二队 1988 年在乌什县城南新测制的剖面，石炭系自下而上分为下统蒙达勒克组(新建)、乌什组(新建)和库鲁组(新建)；上统索格当他乌组/比京他乌组和康克林组(跨二叠系)(见表 2-7)。在阿克苏—柯坪塔格隆起北侧的木兹渡克一带，下统底部为砾岩、粉砂岩与泥岩的韵律性互层，中、上部为深灰色灰岩与砂泥岩

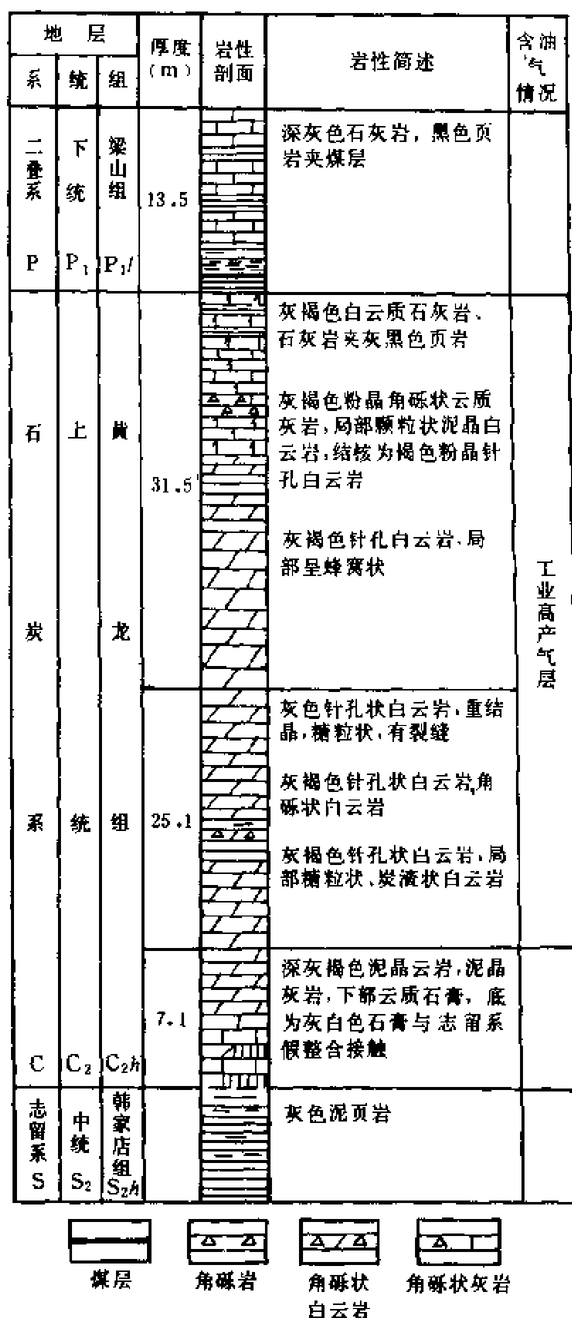


图 2-5 四川盆地东部地区石炭系柱状剖面简图

互层，下统顶部及上统，由砾岩、砂岩、泥岩组成海进型沉积序列。古生物化石以腕足类为主，次为珊瑚及少量腹足类。厚 1148～1546m。阿克苏—柯坪塔格隆起南侧的巴楚地区，岩性自下而上为紫红色粉砂岩、泥岩、灰岩、灰色生物屑灰岩、紫红色粉砂质泥岩及膏泥岩，厚度减薄到 488m。康克林组(C_2—P_1)在奥依布拉克—皮羌山一带发育生物礁，造礁生物以蓝绿藻为主，少量海绵、红藻及苔藓虫。

(2)塔里木盆地西南缘

以莎车县达木斯地区的石炭系发育最好，厚2100m。向东厚度减小，新藏公路以东缺失下统，上统超覆在上泥盆统或中、上元古界之上，厚仅400m。下石炭统下部称克里塔克组，岩性以白云岩、鲕状灰岩、生物屑灰岩为主，化石单调而稀少；下石炭统上部称和什拉甫组，以砂、页岩为主夹少量石灰岩，富含腕足类、珊瑚、双壳类等化石。上石炭统的卡拉乌依组和阿孜干组，以砂、页岩及灰岩互层为主，产䗴类、珊瑚、腕足类化石；塔哈奇组则以石灰岩为主，富含䗴类等化石，与下二叠统克孜里奇曼组连续过渡。达木斯以西的库山河汉铁列克地区，下石炭统库山河群特别发育，下部以碳酸盐岩为主夹细碎屑岩，上部为粗碎屑岩，厚达6000余米。

在塔里木盆地内部，经钻井证实的石炭系厚度为500m左右，岩性变化明显，详见图2-6。

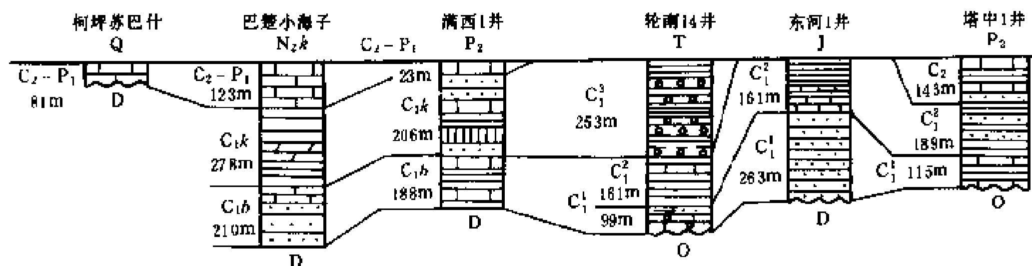


图2-6 塔里木盆地石炭系对比简图

(据新疆石油管理局南疆石油勘探公司塔里木地质三队，1988)

3. 华北区

本区普遍缺失下石炭统，主要为晚石炭世的海陆交互相沉积，包括下部本溪组和上部太原组。经大量石油钻井和地震资料证实，鄂尔多斯地台区缺失晚石炭世早期沉积，太原组最厚仅50m。

(1)本溪组 C_2b

岩性为灰色页岩、砂岩夹薄层灰岩、铝土质页岩及山西式铁矿，为一海侵超覆层序，一般厚10～50m。因受古地形起伏的影响，本溪组代表的年代因地而异。古生物化石反映出山西地区本溪组仅代表达拉阶的上带，辽东太子河流域本溪组发育最全，包括达拉阶的两个䗴带（侯鸿飞等，1982）。沉积上也显示由东而西的海侵超覆特征：辽东太子河流域本溪组厚160～300m，夹海相灰岩5～6层，含可采煤层；河北开平地区，厚度减为80m，夹灰岩三层；太原以东地区只夹一层灰岩；太原以西地区缺失石灰岩夹层，表明海侵主要来自东北方向的辽东地区。

(2)太原组 C_2t

岩性为砂、页岩夹海相灰岩，含重要煤层，总厚60～150m。乌审旗、榆林、神木和准格尔旗一带仅厚40～60m，其中煤层厚12～16m。太原组海侵方向与本溪组不同，海水主要来自东南。淮南、豫西、鄂尔多斯的太原组直接超覆在奥陶系上，底部存在铝土质页岩。大同、北京西山、本溪一线以北，太原组为陆相沉积。河北开平一带夹少量灰岩；山西阳城、陵川至河北磁县一带夹6层灰岩，厚80～100m；淮南夹12层灰岩，共厚80m。

石炭系在鄂尔多斯地台西缘的武威－中宁一带发育齐全，包括下统前黑山组、臭牛沟组，上统靖远组、羊虎沟组、太原组。最厚达2000m左右。

六、二叠系(P)

关于二叠系的二分、三分方案，目前国内外均有争议。1959年全国第一届地层会议以来，二分意见为主导。本书以二分意见进行划分、对比。今后随着研究工作的不断深入，不仅华南

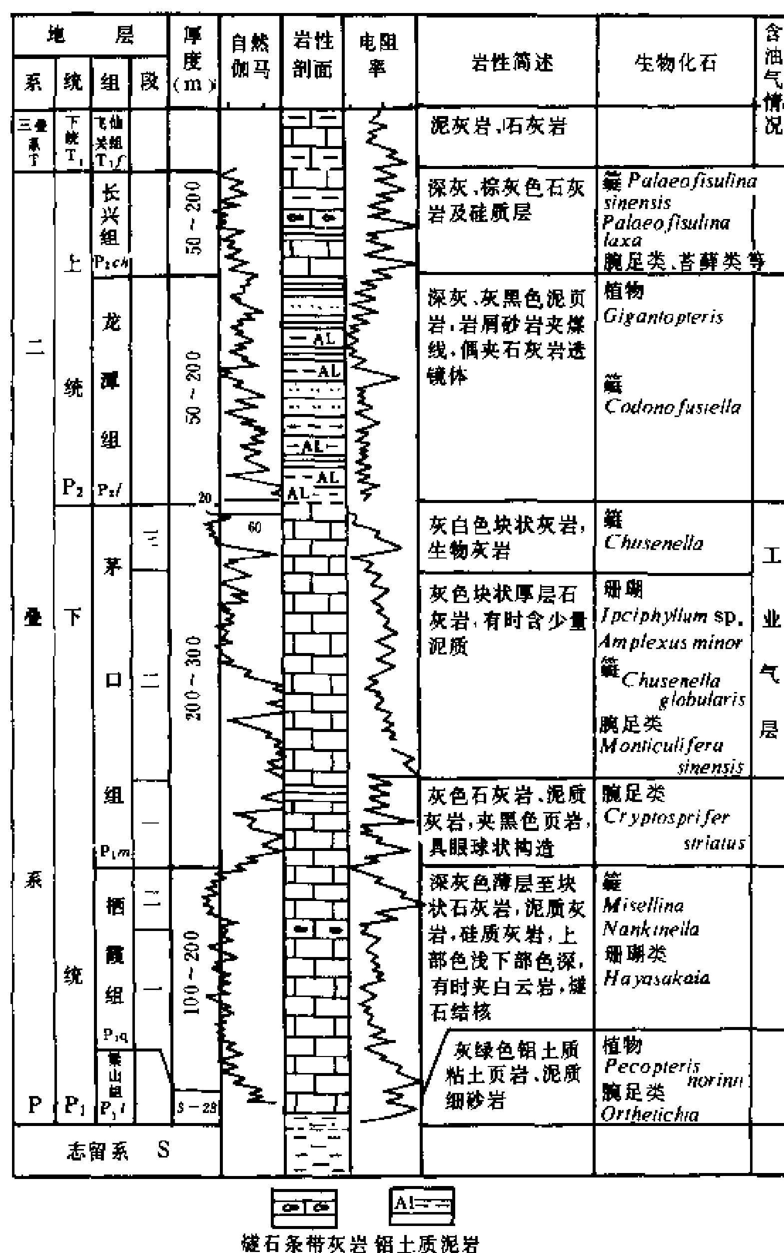


图 2-7　四川盆地二叠系柱状剖面简图

（据四川石油管理局勘探开发研究院资料，1987，改编）

含白云质斑块或夹白云岩，厚 678m。宁镇、苏南、浙北、鄂东南等地的孤峰组相当于茅口阶下部，堰桥组相当于茅口阶上部。

(4)龙潭阶 P_2l

命名于南京龙潭镇，标准剖面位于南京天宝山。岩性主要为一套砂页岩，上部夹海相灰岩，属海陆交互相沉积。厚 60 余米。湘鄂西、川东、川北、黔南、黔东、滇东南等地，龙潭组相变为以碳酸盐岩为主的吴家坪组，一般厚 100～300m。滇、黔、川交界地区，以及川西和滇西北地区，龙潭阶发育玄武岩、凝灰岩和集块岩，局部地区夹煤线，最大厚度达 2000 余米。

(5)长兴阶 P_2c

命名及层型剖面均在浙江长兴县大煤山。岩性为灰、深灰色中一厚层灰岩、沥青质灰岩和灰质白云岩，夹薄层燧石灰岩或燧石条带。富含蜓类、菊石、牙形刺、珊瑚、腕足类等化石。厚34~51m。在海相沉积区，除了发育碳酸盐岩为主的长兴组外，还有以硅质岩和碎屑岩为主的大隆组。四川、贵州出现长兴组在下、大隆组在上的现象，但是在四川巫溪、咸瑞一带可以看到长兴组与大隆组的相变，表明是同期异相沉积物。四川和贵州等地出现的所谓上、下关系只是一种相变中的过渡类型(赵金科等，1978)。

2. 华北区[1]

本区的二叠系包括2统4组。自下而上为下统的山西组、下石盒子组，上统的上石盒子组、石千峰组。总体是由温湿环境逐渐演化为干旱环境下的陆相碎屑沉积。

(1)山西组 P_1s

在华北区北部以浅灰、灰白色含砾砂岩为主，夹少量黑色泥岩及薄煤层，含菱铁矿结核；中、南部为深灰、黑色泥岩和砂质泥岩、灰质泥岩夹浅灰、灰白色石英砂岩、岩屑石英砂岩及煤层。一般厚20~190m。晋东南夹3~4层海相含燧石灰岩、泥灰岩。

(2)下石盒子组 P_1s_1

下部以灰白、黄绿、灰绿色砂岩、含砾砂岩为主；上部为灰绿、黄绿色砂岩与黄绿、灰紫色泥岩互层；顶部杂色泥岩夹桃花页岩(凝灰岩)及薄层粉细砂岩。一般厚90~290m。

(3)上石盒子组 P_2s_2

以暗紫、黄绿、灰绿色泥岩、砂质泥岩、泥质粉砂岩互层为主，夹灰白、灰绿色石英砂岩、岩屑砂岩，顶部夹多层薄层或条带状凝灰岩。一般厚130~250m。

(4)石千峰组 P_2sq

下部为黄绿、暗紫色含砾中粗砂岩；上部为紫色中细砂岩与紫红色砂质泥岩、泥岩互层；顶部为紫红色泥岩，常见钙质结核或条带，局部夹泥灰岩薄层或透镜体。一般厚100~300m。

华北区二叠系内的红色岩系，自南而北沉积时代逐渐变早，层位变老；而煤层的层位逐渐降低，煤层减少，煤质变差，反映当时地势北高南低。

3. 塔里木区

本区的二叠系主要出露于塔里木盆地的西南缘和西北缘，岩性、岩相变化较大。下统基本上以海相碳酸盐岩和碎屑岩为主，生物群接近南方型。上统为陆相碎屑沉积，植物属安加拉植物区系，并发育淡水瓣鳃类、介形虫及叶肢介化石。

塔里木西南缘地区二叠系自下而上分为下统克孜里奇曼组、棋盘组，上统达里约尔组。总厚1000~2500m。

(1)克孜里奇曼组 P_1k

下部以厚层石灰岩为主；上部为泥岩、粉砂岩与石灰岩、白云岩互层，夹砂岩。层型剖面位于莎车县达木斯乡炮江沟。皮山县桑株乡克孜里奇曼村见海绵、珊瑚组成的生物礁。厚100~551m。

(2)棋盘组 P_1q

仅发育于皮山县以西地区，层型剖面位于棋盘河许许沟口一带。下部为碎屑岩与生物碎屑灰岩、泥灰岩互层；上部为粉砂岩、泥岩、生物碎屑灰岩互层，夹玄武岩。发育小型点礁群。厚838m。皮山县以东，相当于棋盘组的地层称普司格组，岩性为河、湖相红色及杂色泥岩、碎屑

[1] 中国石油天然气总公司秦晋联队，1990，秦晋地区古生界沉积及生储盖条件研究

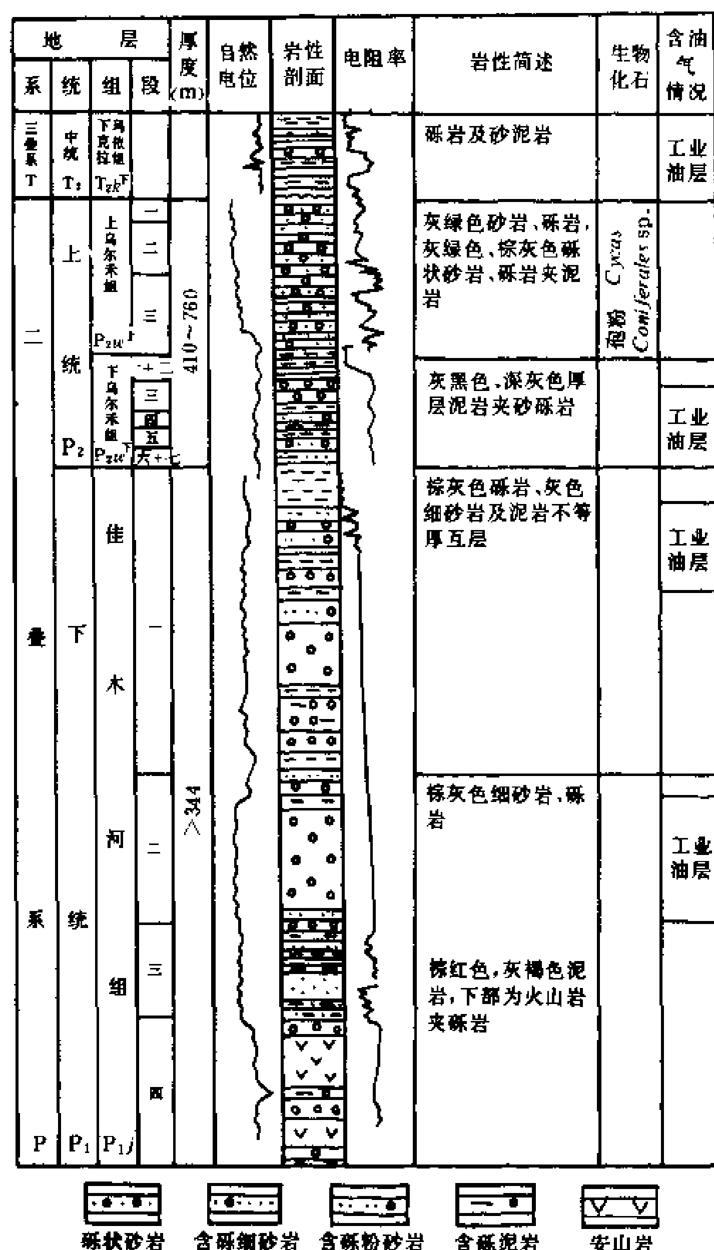


图 2-8　准噶尔盆地克拉玛依地区二叠系柱状剖面简图

（据新疆石油管理局勘探开发研究院资料，1987，改编）

岩，厚1000余米。

(3)达里约尔组 P_2d

广布于叶城—英吉沙以南的山前地带，与棋盘组整合或局部假整合。岩性为紫红、杂色陆相细碎屑岩和泥岩。曾采得植物、介形类、腹足类化石，但缺乏定时代的标准化石。暂置于晚二叠世。棋盘河一带厚210m，向东、向西增厚至340～953m。

柯坪地区自下而上包括石炭-二叠系的康克林组，下二叠统巴立克里克组、卡仑达尔组，上二叠统沙井子组。与西南缘的对比关系见表2-8。

4. 准噶尔盆地

准噶尔盆地内二叠系下统推测厚度1000～4500m。晚二叠世普遍出现陆相及残余海水环境下的沉积。博格达山仅见晚二叠世早期的上芨芨槽群，以碎屑岩为主。产安加拉植物群、古鳕鱼、半咸水瓣鳃类化石。最大厚度逾5000m(王鸿祯，1980)。晚二叠世时期统一的准噶尔湖盆已基本形成，其沉积物主要为碎屑岩、油页岩、暗色泥岩。含鱼类、瓣鳃类、植物、介形虫等化石。盆地内厚1500～4500m，是主要生油岩系。在克拉玛依地区岩性变粗，为重要产油气层(图2-8)。

第三节　中生界（Mz）

中生界和古生界相比，地层分布和岩性组合均有很大差别。其一是中生界海相地层主要分布于南方，而且在层位上，从下向上，分布范围逐步缩小，海相下三叠统在中国南方尚可连片分布，占据半个中国，而海相侏罗系、白垩系则仅分布在西藏—滇西及台湾等地区。其二是地层主

要以盆地方式分布，盆地间的岩性、厚度变化很大，即使在一个盆地中的不同部位，地层的岩性、厚度差别也很大。其三是剖面中以碎屑岩为主，碳酸盐岩在大部分中生界极少分布。

中生界是中国的重要产油气层。

一、三叠系(T)

在昆仑—西宁—西安—武汉一线以南，广泛分布三叠系下统海相地层，上统海相地层则主要局限于西藏和台湾地区。北方主要为陆相碎屑岩，部分地区有含煤层系。在南方，中下统以碳酸盐岩为主，局部夹膏盐层；上统也主要为碎屑岩。地层划分对比的依据是植物和瓣鳃类化石，与国际标准地层大体可以分阶对比。在国内，地层研究得比较详细的是川、滇、黔、桂地区。有关地区间地层对比见表 2-9。

三叠系是四川、准噶尔、鄂尔多斯等盆地的重要产油气层。

现将地层划分对比情况简要叙述于后。

1. 云贵川地区

本区三叠系三分，下统分飞仙关组和嘉陵江组，中统分雷口坡组和天井山组，上统分云南驿组、罗家大山组、干海子组和舍资组(川西北地区称须家河组)(图 2-9)。各地命名差别较大(表 2-9)。在含油气盆地中，三叠系与二叠系大多为整合接触。

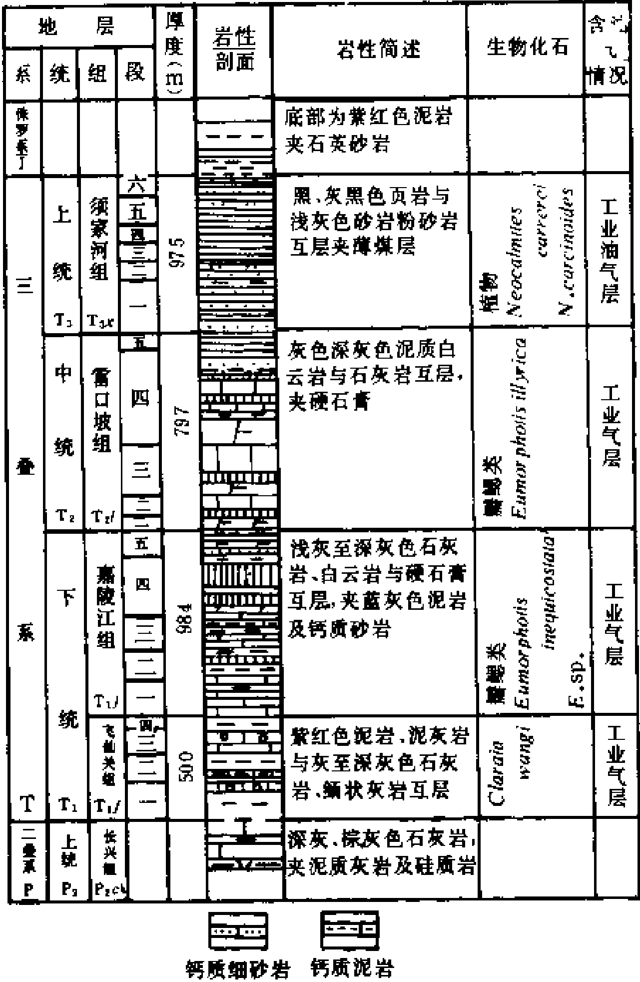


图 2-9 四川盆地三叠系柱状剖面简图

(1)飞仙关组 T_1f

命名于四川广元飞仙关，但出露不全。岩性为紫红色砂页岩夹少量灰岩(图 2-9)。包含三种岩相类型：①砂岩相区，分布于康滇古陆东侧，雅安、乐山、宜宾、昭通、曲靖以西(大约东经 104°以西)。岩性以紫红色、灰紫色砂岩及粉砂岩为主，夹粉砂质泥岩。近古陆边缘夹玄武质细砾岩。化石稀少，仅见植物碎片。厚 0～759m，由西往东增厚。②泥页岩、沉凝灰岩夹砂岩、石灰岩相区，位于砂岩相区以东。由紫灰、灰紫色泥页岩、沉凝灰岩夹凝灰质粉砂岩、石灰岩及鲕状石灰岩组成。火山碎屑岩以叙永古宋最厚，达 336m。向川中方向减薄，向东至邻水老龙洞仅见零星火山碎屑物质。③泥质岩与石灰岩互层相区，分布于旺苍、绵阳、南充、泸州等地，女基井揭厚 535m。合川以南，重庆綦江至遵义一带，由石灰岩和紫红色页岩构成两个沉积旋回，称夜郎组。其中一、三段以石灰岩为主，二、四段以页岩为主。合川沥鼻峡厚 460m。

通江、邻水、南川、务川、贵阳一线以东，与飞仙关组相当的地层称大冶组。命名于湖北大冶铁矿附近。岩性以浅灰、灰、深灰色薄至中层状泥粉晶灰岩和泥质条带灰岩为主，中上部夹亮晶

鲕粒灰岩和豆鲕灰岩，底部十余米灰绿、灰黑色页岩富含菊石。皖南地区的殷坑组，在巢县一带以灰绿色页岩为主，夹薄层状含泥质灰岩和似瘤状灰岩。

(2)嘉陵江组 T_1j

分布于川、鄂、湘西及赣北一带，与黔、滇地区的永宁镇组或芳草铺组均为同期异相沉积。岩性除川西嘉陵江组下段(铜街子段)为碎屑岩外，其余广大地区均为碳酸盐岩和蒸发岩，川中夹薄盐层。纵向上由石灰岩和白云岩、膏岩组成三个沉积旋回(图 2-9)。即嘉一、二段为第一旋回，嘉三、四段为第二旋回，嘉五段为第三旋回。厚度一般为 400～700m。西薄东厚，西部小于 200m，东部宣恩—巫山一带厚 935～998m。

1)嘉一段：浅灰、灰色薄—中层状泥粉晶灰岩、含泥质灰岩为主，以夹泥灰岩和亮晶灰岩条带为特征。产瓣鳃类、有孔虫、腹足类等化石。厚 158～284m。川西地区为紫红、暗紫红色砂岩、粉砂岩夹生物屑鲕粒灰岩条带；江油、荥经见凝灰质粉砂岩。鄂北、鄂东南和湘西北等地，为细粉晶白云岩，常见“鸟眼”构造。

2)嘉二段：浅灰、灰色细粉晶白云岩、含灰质白云岩及深灰色细粉晶灰岩、白云质灰岩。中部夹蓝灰色页岩或黑灰色页岩，上部夹粒屑灰岩条带、石膏及膏质白云岩(地表为角砾岩、角砾状白云岩)。川中与川南地区，上部石膏层增厚至 10～50m；重庆以南至涪陵，垫江至达县，万县至丰都，形成三个石膏层发育区，石膏层厚 62～71m。川西地区为灰绿、紫红色页岩、白云质页岩，下部夹沉凝灰岩、白云岩和岩屑砂岩。本段生物稀少，仅见菊石及瓣鳃类化石。厚度西薄东厚，西部小于 50m，东部为 74～123m。

3)嘉三段：灰、浅灰色泥粉晶灰岩，上部夹白云质灰岩、砂屑生屑鲕粒灰岩。石灰岩常被白云岩化，尤以武胜、长寿至南川一带最普遍，并夹粉晶灰质白云岩。川西江油、荥经一带为紫红色含灰质、砂泥质白云岩，中、上部灰色含泥砂质白云岩、凝灰质白云岩夹白云质泥岩和蠕虫状灰岩。本段含瓣鳃类化石。

4)嘉四段：灰色细粉晶白云岩、含泥灰质白云岩，与石膏、岩盐夹粒屑灰岩组成两个韵律层。咸丰、巴东一带石灰岩增多，川中及垫江、建南、当阳等地蒸发岩增厚。含瓣鳃类、腕足类、腹足类和菊石化石。西部厚度小于 30m，东部达 200～300m。

5)嘉五段：深灰、灰色泥粉晶灰岩、白云质灰岩、粉晶白云岩及膏岩夹粒屑灰岩条带。一般底部为白云岩，下部石灰岩与白云岩互层，夹粒屑灰岩条带，上部白云岩、泥质白云岩与膏岩互层。川南泸州地区该段已被剥蚀，川东产菊石等化石。厚 50～100m。

中、下三叠统间为整合过渡关系。

(3)雷口坡组 T_2l

在四川盆地为一套石灰岩、白云岩夹泥页岩及石膏层，一般可分为五段。雷一段为灰、深灰色薄至中厚层泥质白云岩、白云岩夹页岩、硬石膏，底部有一层“硅钙硼石”，俗称“绿豆岩”。该层区域上分布稳定，并以它作为中、下三叠统分界的标志层；雷二段为灰色泥质白云岩与硬石膏互层；雷三段为深灰色薄层至厚层石灰岩与岩盐层夹硬石膏，有时石灰岩侧变为白云岩，针孔发育；雷四段为浅灰、黄灰色白云岩夹薄层硬石膏及少量泥灰岩、泥岩。

雷口坡组在区内遭受不同程度的剥蚀，大部分地区保存不全。泸州、江津一带全被剥蚀掉，其外围仅有雷一、二段保存，再向外至犍为、桐梓、黔江、万县、南充等地保留有雷三、四段。雷口坡组在梁平、涪陵一线以东渐变为紫红、灰绿色泥页岩、粉砂岩与灰、深灰色石灰岩、泥灰岩交互层，称巴东组。

(4)天井山组 T_2t

即雷五段浅灰色中厚层至块状石灰岩，局部具鲕状及生物碎屑结构。厚 0～1200m。分布在川西北江油及成都一带。

(5)云南驿组(相当卡尼阶)T_3y

出露于宾川、南华、双柏一带的西南地区。下段(黑色页岩段)为黑色页岩夹细粉砂岩薄层；中段(灰岩段)由灰、深灰色泥晶灰岩夹碳酸盐角砾岩、沥青质页岩和黑色页岩组成；上段(泥页岩粉砂岩段)为灰黑、绿灰色泥页岩、粉砂岩夹灰岩条带或透镜体。化石以海相瓣鳃类和菊石 *Halobia - Tibetites* 动物群为代表。祥云地区厚 1843m，未见底。渡口宝鼎地区变为陆相紫红色砾岩和砂岩，称丙南组，厚 263m，假整合于上二叠统宣威组之上。

(6)罗家大山组 T_3l

分布范围与云南驿组大致相同。自下而上分为三段：一段(火山碎屑岩段)为深灰、灰绿色玄武岩屑、晶屑火山碎屑凝灰岩，沉凝灰岩夹砾岩；二段(泥岩段)由深灰、黑灰色含灰质白云质泥岩和含硅质白云质泥岩组成，下部夹薄层粉细砂岩；三段(下含煤段，以往称花果山组)下部为黄褐色含砾岩屑长石石英砂岩、长石石英砂岩，上部深灰色粉砂质泥岩、粉砂岩、碳质泥岩夹煤线。祥云马鞍塘地区厚 1961m。一、二段富含以 *Burmesia lirata - Myophoria napengensis* 为代表的海相瓣鳃类动物群；三段除产上述瓣鳃类外，还产植物化石。

(7)干海子组 T_3g 和舍资组 T_3sh

干海子组分布于楚雄盆地东部，为主要产煤段。下部为中细粒含岩屑石英砂岩、泥岩及煤层，中、上部为石英细粉砂岩与泥质砂岩、碳质泥岩和页岩。一平浪一带厚 269m，元谋厚 1181m。产以 *Dictyophyllum - Clathropteris* 为代表的植物群和少量以 *Yunnanophorus - Indosinion* 为代表的半咸水瓣鳃类动物群。舍资组亦分布于盆地东部。下部细一中粒岩屑长石石英砂岩夹粉砂岩、泥岩，上部为粉砂岩和泥页岩。一平浪厚 217m，洒藏厚 534m。

四川盆地的上三叠统称须家河组(与干海子组和舍资组相当)，小塘子组(与罗家大山组相当)，马鞍塘组(与云南驿组相当)。

四川盆地油气产区对三叠系有关层段，作了进一步细分，其简要情况见图 2-9。

2. 华北地区

本区的三叠系主要分布在陕西、山西两省，鄂尔多斯盆地东南部的三叠系出露齐全，层序清楚，化石丰富，研究程度也高，可作为北方陆相型三叠系的代表。中下三叠统以山西、中上三叠统以陕北为典型剖面所在地。标准层序自下而上是：下统刘家沟组及和尚沟组；中统二马营组和铜川组(纸坊组)；上统延长组(图 2-10)。各统间均为连续过渡。

(1)刘家沟组 T_1l

标准剖面在山西宁武孙家沟。主要为一套紫红色的细粒长石石英砂岩，具磁铁矿条纹及条带，交错层理发育。厚 360～600m。与下伏产石千峰龙的上二叠统石千峰组为连续沉积。

(2)和尚沟组 T_1h

标准剖面的地点同刘家沟组。主要为一套砖红色或棕红色泥岩和砂质泥岩，夹少量砂岩及灰绿色页岩薄层或透镜体。厚 103～280m。与刘家沟组为连续沉积。

(3)二马营组 T_2e

标准剖面在山西宁武二马营。本组岩性大体可分为两段：下段为灰绿、灰黄、肉红色中细粒长石砂岩；上段由暗紫色粉砂质泥岩组成，富含钙质结核、石膏结核及骨化石。厚 414～600m。

(4)铜川组 T_2t

岩性为浅灰色、灰绿色厚层至巨厚层中细粒长石砂岩，夹灰绿色、紫红色砂质泥岩和黑色

页岩及油页岩。厚600m。与下伏二马营组为整合接触。

(5)延长组 T_3y

下部($T_3y_1-T_3y_2$)主要为灰绿、灰紫色厚层块状长石石英砂岩和灰绿、灰黑色页岩,有时含油页岩,与下伏二马营组为整合接触;上部($T_3y_3-T_3y_5$)为灰绿至灰白色长石砂岩、粉砂质页岩、泥岩及黑色页岩,含油页岩及煤层。富含植物化石,著名的延长植物群,即产自这段地层。厚1450m。

在鄂尔多斯盆地中部产油气区,中统称纸坊组,对上统延长组作了进一步的细分层(图2-10)。

3. 西北地区

三叠系在本区各主要盆地中广泛分布,仅在塔里木盆地中部及柴达木盆地缺失。

本区以准噶尔盆地为代表简述于后。

下三叠统上仓房沟群,包括下部韭菜园组及上部烧房沟组,为一套红色碎屑沉积。厚200~600m,与上二叠统下仓房沟群整合接触。中、上三叠统小泉沟群下部的克拉玛依组,产有中国肯氏兽动物群,约与华北二马营组相当。其他各组与华北区对比见表2-9。

二、侏罗系(J)

中国含油气区的侏罗系在西北和中部地区主要分布在大型盆地之中,如塔里木、准噶尔、吐-哈、柴达木、鄂尔多斯和四川等盆地。东部地区则主要分布在一些中小型盆地中。各盆地侏罗系的划分对比见表2-10。

含油气盆地中的侏罗系,主要是陆相沉积,仅西藏高原和粤、赣等地分布有海相沉积。陆相侏罗系的中下统,除滇、黔、川等西南地区发育黑色砂泥岩而缺少煤系以外,其他广大地区大多为含煤岩系,成为中国中生界的重要产煤层系。反映了中国大陆北高南低和自中生代以来大陆逐渐上升、海水向南退出的局面。上侏罗统普遍为红色碎屑岩系及火山岩系。随着东部断裂的发育,侏罗纪晚期在东北地区形成了许多地堑,其中发育夹有火山碎屑岩的含煤层系,成为那里若干中新生界盆地基底上的第一套沉积岩系。

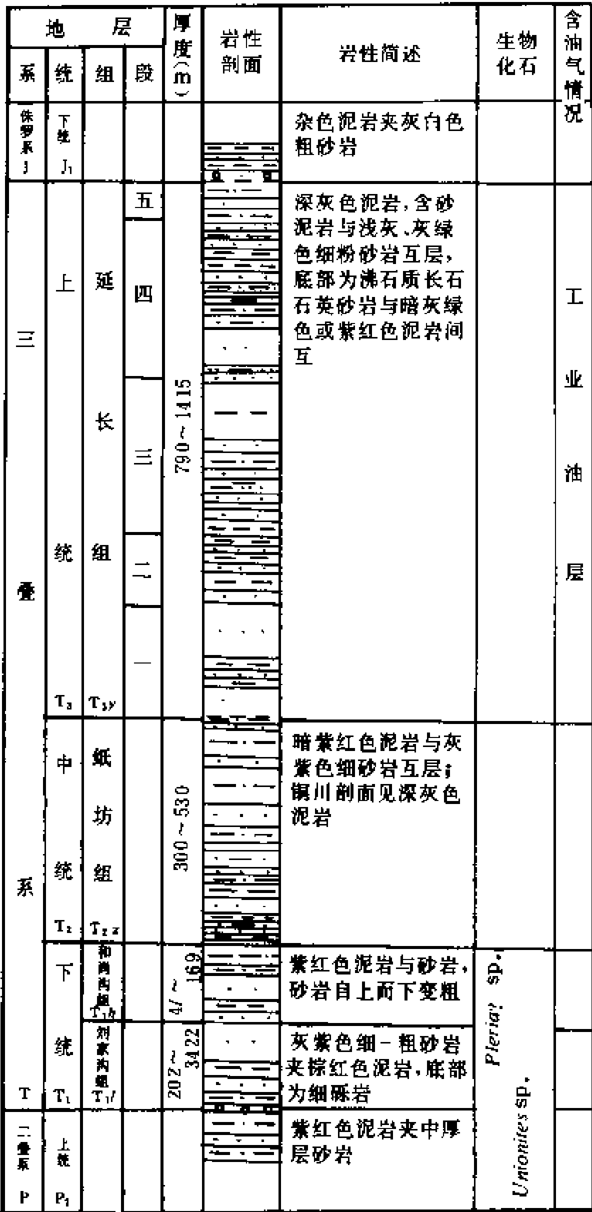


图2-10　鄂尔多斯盆地中部三叠系柱状剖面简图

表 2-10 中国含油气区侏罗系划分、对比简表

层序（地层）：中生界 Mz 侏罗系 J。上统 J_3：提塘阶 Tithonian、基末里阶 Kimmeridgian、牛津阶 Oxfordian；中统 J_2：卡洛阶 Callovian、巴通阶 Bathonian、巴柔阶 Bajocian；下统 J_1：托尔阶 Toarcian、普林斯巴阶 Pliensbachian、辛涅缪尔阶 Sinemurian、赫唐阶 Hettangian。

含油气区	亚区	盆地（区）	上覆地层	上统 J_3	中统 J_2	下统 J_1	下伏地层
东部含油气区	东北含油气亚区	二连	霍林河组	中基性火山岩组、宝石组、兴仁组、付家洼子组	阿日楞组／巨宝组、万宝组	红旗组	P?
		松辽	[illegible] K_1	[illegible]山组	洮南组、白城子组		玄武岩
		辽西	阜新组	九佛堂组、义县组、土城子组	兰旗组、海房沟组	北票组、兴隆沟组、[illegible]组	Z
		三江	[illegible]组	安民组、久大组、德仁组	太阳岭组	板石顶组	范家屯组 P
		辽东	聂尔库组	梨树沟组、小岭组、小东沟组	三个岭组、大堡组	长梁子组、北庙组	Z
	华北含油气亚区	冀北	青石砬组	南店组、花吉营组、大北沟组、张家口组、后城组	髫髻山组、九龙山组、龙门组；门头沟群	门头沟群：窑坡组、南大岭组、杏石口组	双泉组 P_2
		鲁西	官庄组 E_2	西洼组、蒙阴组	三台组、坊子组		石盒子组／太白组
	江淮含油气亚区	皖北	白大畈组 K_1	黑石渡组、毛坦厂组	凤凰台组、圆筒山组、三尖铺组	防虎山组	仙人冲组
		南京	[illegible]山组 K_1	大王山组、云合山组、龙王山组、西横山组	象山群	象山群	[illegible]组 P_1
	华南含油气亚区	梧州—上思	[illegible]组 K_1	岽力组	那荡组	百姓组、汪门组	扶隆坳组 T_3
		广州—三都	[illegible] K	高基坪群	漳平组	金鸡组	小坪组 T_3
		浙东	馆头组 zK_1	磨石山组	毛弄组	花桥组	陈蔡群 Ar
	台湾含油气亚区	台湾	[illegible]群 K				玉里组 T
中部含油气区	鄂尔多斯含油气亚区	鄂尔多斯		六盘山群、志丹群、芬芳河组、安定组	直罗组、延安组	富县组	延长组 T_3
		山西		大同湖组	云岗组、大同组	永定庄组	太原组 C_3
	云贵川含油气亚区	昌都—思茅	景星组	坝注路组	花开左组、和平乡组	漾江组	麦初箐组 T_3
		川北	剑门关组 K_1	莲花口组、遂宁组	上沙溪庙组、下沙溪庙组、新田沟组	自流井组	须家河组 T_3
		川中	天马山组 K_1	蓬莱镇组、遂宁组	上沙溪庙组、下沙溪庙组、千佛崖组	白田坝组	须家河组 T_3
		西昌	飞天山组 K_1	官沟组、牛滚凼组	新村组	益门组	白果湾组 T_3
		楚雄	高峰寺组 K_1	妥甸组、蛇店组	张河组	冯家河组	平浪群 T_3
		禄丰	[illegible]门群 K		上禄丰组	下禄丰组	一平浪群 T_3／[illegible]群 (P_1)
		大方	Q	蓬莱镇组、遂宁组	上沙溪庙组、下沙溪庙组	自流井组	二桥组 T_3
西部含油气区	西北含油气亚区	准噶尔	K_1	喀拉扎组、齐古组	头屯河组、西山窑组	三工河组、八道湾组	郝家沟组 T_3
		吐鲁番	K_1	喀拉扎组、齐古组	七克台组／三间房组、西山窑组	三工河组、八道湾组	小泉沟群 T_3
		塔里木	K_1	喀拉扎组、齐古组	七克台组、克孜勒努尔组	阳霞组、阿合组	塔里奇克组／[illegible]组 T_3
		阿拉善	E	沙枣河组	沙枣河组、青土井组	芨芨沟组	Anz
		祁连		河口群、大通河组、苦水峡组	新河组、窑街组	大西沟组	南营儿群 T_3
		柴达木	犬牙沟组 K	红水沟组、采石岭组	大煤沟组	小煤沟组	Chc
	青藏含油气亚区	怒江上游	格桑群 K_2-E	郭曲群；[illegible]组、哈拉组、日阿鲁组	桑日巴卡群（头拉组）；上组、下组		Pz ?
		伦坡拉	拉江山组 K_1	德庆群：[illegible]组、卧荣沟组、空钦扎嘎组	大黄山组（达拉空玛组）	尖山组	一[illegible]山组 T_3
		班戈	[illegible]组	接奴群	接奴群、?（不详）	（不详）	?
		拉萨	林布宗组	多底沟组	却桑温泉组	甲拉浦组	
		雅鲁藏布江	桑秀组	加不拉群（色洛白加群）、卡东组	巴纠组、嘎纳组、夏西组、滨湖组／涅久组、维拉群	日当群（打隆群）：陆热组、扎日组	[illegible]组 T_1
国外对比	原苏联	费尔干纳	?	巴拉拜撒组 Балабанская свита	土曼雅克组 Туманякская свита	吉奇克组 Кичикская свита；萨雷卡门组 Сарыкамышская свита	Pz
		东外贝加尔	哈拉诺尔组	Тургинская；Шадоронская；Усть-Карская	布卡察察组 Букачачинская свита；布赫齐组 Бухтинская свита	砂砾岩	?
	蒙古东南	蒙古东南	三音山组	查巴音组、察干察布组、沙里林组	喷发岩组、哈马尔胡布里组	塞伊尔莫特组	Pz

西北地区盆地中的侏罗系含油气广泛，如塔里木、准噶尔、吐-哈、民和、柴达木等，其中吐-哈盆地是近年发现的最大含油气地区。此外，本系在鄂尔多斯和四川两盆地也是重要的产油层。

1. 西南地区

本区侏罗系主要为红色碎屑岩，在四川盆地广泛出露，四川红色盆地因此而得名。在盆地西北部成都、绵阳至苍溪一带，多埋藏于地腹，埋藏深度约1000～3000m。上统分布于盆地中部简阳、南充一带，中、下统分布于盆地东南边缘。

侏罗系分为下统自流井组，中统千佛崖组(新田沟组)、沙溪庙组，上统遂宁组、蓬莱镇组。

下侏罗统自流井组与下伏上三叠统须家河组普遍为假整合接触，在川西北局部地区有不整合现象。中统与下侏罗统之间为整合接触，有时呈假整合接触；中、上侏罗统为连续沉积。上侏罗统与上覆白垩系普遍为假整合接触。

(1)自流井组 J_1z

一般可分五段，即珍珠冲段、东岳庙段、马鞍山段、大安寨段和凉高山段。珍珠冲段为紫红色泥岩夹薄层灰色石英砂岩，向盆地边缘砂质增多，有时见薄煤层；东岳庙段为黑色、灰绿色页岩夹灰色泥灰岩及生物灰岩，富含淡水双壳类；马鞍山段由紫红色泥岩夹浅灰、灰色薄层粉砂岩组成；大安寨段为灰色介壳灰岩与深灰、灰黑色页岩互层，中下部及顶部常为紫红色泥岩夹泥灰岩；凉高山段为深灰、灰黑色页岩、灰色石英砂岩及灰绿、紫红色泥岩互层，有时夹薄层介壳灰岩及介屑粉砂岩。

自流井组在盆地内部各段岩性均较稳定，向盆地边缘砂质增多，常侧变为碎屑岩及粘土岩，分段界线已不清楚。在川西北一带该组砾岩和粗至中粒砂岩发育，中下部侧变为黄绿、灰色石英砂岩、泥质岩互层夹薄煤层，底部具石英质砾岩，称白田坝组；上部侧变为灰绿、紫红夹黑色的杂色泥岩、砂岩、砾岩互层，夹泥灰岩及介壳灰岩透镜体，底部为石英质砾岩，称千佛崖组。富含植物、孢粉及淡水双壳类、腹足、介形虫等化石。沉积厚度在达县、万县一带最大，往盆地四周逐渐减薄，厚200～900m。

(2)千佛崖组 J_2q 或新田沟组 J_2x

以红色、紫红色、灰色、灰绿色等杂色砂岩、粉砂岩、泥岩夹泥灰岩为特征，俗称“杂色层”。这些岩组含有类似的淡水瓣鳃类、叶肢介、介形类、腹足类及轮藻等化石。

(3)沙溪庙组 J_2s

一般分为下沙溪庙组和上沙溪庙组。下沙溪庙组为紫红、灰紫色泥岩、砂质泥岩夹绿灰色泥质粉砂岩、细砂岩，底部常见一层块状中粒长石石英砂岩；上沙溪庙组为紫红、暗紫色泥岩、砂质泥岩与紫灰、浅灰色长石石英砂岩略等厚互层，底部的灰绿、灰黑色页岩富含叶肢介化石，与下沙溪庙组分界明显。沙溪庙组由于在区域上岩性变化不大，横向分布稳定，是一良好标志层。主要生物化石有淡水双壳类、腹足类、介形虫、恐龙和植物等，著名的合川马门溪龙就产自此层。厚度一般为1200～2000m，最厚可达2800m，向盆地边缘逐渐减薄。

(4)遂宁组 J_3s

为棕红色泥岩、砂质泥岩夹薄层泥质粉砂岩，向盆地边缘砂质增重，细至粉砂岩层次增多。底部有一层砖红色厚层块状砂岩，区域上分布稳定，可作标志层。含生物稀少，有淡水双壳类及介形虫等。厚度变化比较小，一般厚300～500m。

(5)蓬莱镇组 J_3p

为黄灰、灰色块状粉砂岩、细粒长石石英砂岩与棕紫色泥岩互层，在遂宁以西至龙泉山、

乐山一带，中上部出现暗色页岩及泥灰岩或石灰岩。有介形虫、轮藻及硅化木等化石。

2. 西北地区

本区侏罗系以吐-哈盆地为代表(图 2－11)，分 3 统 7 组：下统为八道湾组、三工河组；中统为西山窑组、三间房组和七克台组；上统为齐古组、喀拉扎组，其中八道湾组、三工河组和西山窑组合称水西沟群。

各统在盆地中的分布范围是，下统主要充填于盆地低凹处，多为碎屑岩，夹煤层；中统分布广泛，为一套暗色的细粒砂岩和泥岩，夹煤层，是含煤层系；上统分布范围大大缩小，为红色的碎屑岩。构成一个完整的沉积旋回。

侏罗系中、下统是吐-哈盆地的重要油气层。

(1)八道湾组 J_1b

八道湾组的主沉积区在盆地西部。侏罗系的各组中，八道湾组在吐鲁番坳陷中分布最广，除布尔加凸起及塔克泉地区缺失外，几乎遍布全坳陷。该组岩性主要为深灰色、灰绿色及灰黑色泥岩、砂质泥岩、少量碳质泥岩与以灰白、浅灰、灰绿色为主的砾岩、砂岩、含砾砂岩的不等厚互层，夹有数套煤层，底部为厚层砾岩。吐鲁番坳陷自西向东岩性有变粗的趋势。该组在托克逊凹陷主体部位厚达 1400m 以上，坳陷东端的最厚处亦达 1300m 左右，其余广大地区厚度为 300～1000m。哈密坳陷八道湾组分布不广，且厚度变化很大，北部山前厚达 1000～1300m，向南逐渐减薄。

地层 系	地层 统	地层 组	厚度(m)	自然电位	岩性剖面	视电阻率	岩性简述	含油气情况
白垩系 K	下统 K_1	吐谷鲁群 K_1tg	419				棕红、暗紫色砾状砂岩，砂砾岩	
侏罗系 J	上统 J_3	喀拉扎组 J_3k	634				暗紫褐色泥岩、砂质泥岩	
		齐古组 J_3q						
	中统 J_2	七克台组 J_2q	232				灰绿、灰黑色泥岩夹灰白色砂岩、煤层	
		三间房组 J_2s	304				灰绿色泥岩夹薄层砂岩	工业油层
		西山窑组 J_2x	274				上部灰绿色泥岩，泥质粉砂岩；下部深灰色泥岩，夹煤层	
	下统 J_1	三工河组 J_1s	401				中下部灰、棕褐色泥岩、砂岩互层；上部深灰色泥岩	工业油层
		八道湾组 J_1b	609				中上部深灰色泥岩、砂岩夹煤层；中下部以粗砂岩为主	工业油层
三叠系 T	上统 T_3	郝家沟组 T_3h					粉砂岩、泥岩、砂岩	

图 2－11　吐-哈盆地侏罗系柱状剖面简图

(2)三工河组 J_1s

三工河组在吐鲁番坳陷的分布范围较八道湾组有所缩小，在布尔加凸起及其以北和库穆塔格沙漠及其以东缺失。该组沉积时，东西两大坳陷连通，了墩隆起北部也有沉积。本组在哈密坳陷中的分布范围较八道湾组扩大，南部超覆于三叠系之上，北部因后期剥蚀以致分布界线比八道湾组偏南。本组岩性比较稳定，主要为灰色、深灰色、灰绿色及灰黑色泥岩、页岩、泥质粉砂岩及粉砂岩、砂砾岩，局部夹煤线或薄煤层。三工河组的主要沉积区在盆地北部，黄草湖以北最厚，达 1200m，煤窑沟一二塘沟一线约 900m，托克逊凹陷西部厚约 800m，哈密坳陷在三道岭一火石镇一线，最大厚度 500m，向两侧减薄。

(3)西山窑组 J_2x

根据露头及地震资料分析，该组为侏罗纪第一沉积旋回的中上部，也是整个侏罗纪沉积范围最广的层序之一，但主次沉积凹陷的分化也相当明显。该组沉积后，盆地西部抬升，部分地区遭受剥蚀，致使吐鲁番坳陷内该组现今分布范围较三工河组略小，同时形成与三间房组之间的

沉积间断。盆地东部、北部抬升不明显，哈密坳陷中西山窑组分布最广，向南超覆于三叠系之上。而西山窑组主要沉积区在盆地中、北部鄯善—巴喀构造带以东。本组岩性主要为深灰色、灰绿色、褐灰色、局部夹棕红色泥岩、砂质泥岩与灰黄色、灰白色不等粒含砾砂岩、厚层粗砂岩、粉砂岩的不等厚互层，夹煤层。黄草湖北部最厚达1□00m，西部多小于500m。了墩隆起上厚约200～300m，哈密坳陷主凹区厚约400m。

(4)三间房组 J_2s

本组是侏罗系第二沉积旋回的开始层位，其分布范围较西山窑组缩小。吐鲁番坳陷主要分布于托克逊—吐鲁番—鄯善一线以北，与水西沟群呈退覆式接触。本组岩性主要为以灰绿色、棕红色、灰褐色为主的杂色泥岩及不等厚的砂岩、粉砂岩夹砾岩等。本组岩性由南向北和以台北凹陷为中心的中央变细。主沉积区仍在盆地北部，黄草湖北最厚约800m，台北凹陷约600m，托克逊凹陷一般小于300m，哈密坳陷最厚部位为600～1000m。

(5)七克台组 J_2q

吐鲁番坳陷中七克台组分布范围较三间房组广泛，在哈密坳陷仅局限于西部，了墩隆起缺失。本组分两个岩性段：下段主要为灰绿色中细砂岩与灰绿色、灰黑色泥岩的不等厚互层，含煤线或薄煤层；上段主要为灰绿色、灰黑色泥岩，碳质泥岩夹粉砂质细砂岩薄层，含煤线或薄煤层。本组厚度变化不大，为100～250m，北部较厚。

(6)齐古组 J_3q

本组分布范围与七克台组基本相同。岩性较稳定，为大套以暗棕红色为主的砂质泥岩，下部央灰绿色粉细砂岩，北部柯柯亚等地夹有多层砂砾岩，为近源堆积。主沉积区在台北凹陷二塘沟附近最厚，达1800m，是台北凹陷显示深凹最明显的层序。

(7)喀拉扎组 J_3k

喀拉扎组主要为紫红色、灰紫色块状砂岩夹棕红色砂质泥岩，含钙质结核，岩性变化大。主要分布于胜金口以北至丘东1井一带，井下钻遇厚度多为50～60m，最厚为268m。

3. 华北地区

本区以鄂尔多斯盆地侏罗系分布的面积最大，层位最全，有3统5组。下统为富县组，中统为延安组和直罗组，上统为安定组和志丹群下部(图2-12)。岩性简述于下。

地层 系	统	组	段	厚度(m)	岩性剖面	岩性简述	生物化石	含油气情况
白垩系K	上统	志丹群	六	464～1733		暗紫、浅棕、浅灰色砂质泥岩、泥岩与砂岩互层，夹泥灰岩；下部的砂岩为中层至块状，斜层理十分发育，底部为砾岩		
侏罗系			五、四、三、二					
		J_3zh	一					
	J_3	安定组 J_3a		80～150		棕红色泥岩为主，上部夹杂色泥灰岩		
	中统 J_2	直罗组 J_2z		200～400		上部棕红色为主，下部变为蓝灰、灰绿色泥岩与灰白色砂岩互层		工业油层
	下统	延安组 J_1y	四、三、二	250～300		灰黑色泥岩与灰白色中细砂岩夹煤层	蕨类：*Coniopteris hymenophylloides*；瓣鳃类：*Ferganoconcha jorekensis*	工业油层
J	J_1	富县组 J_1f		0～150		杂色泥岩夹灰白色粗砂岩		
三叠系T	上统 T_1	延长组 T_3y				深灰色泥岩夹浅灰色砂岩、粉砂岩		

图2-12 鄂尔多斯盆地侏罗系柱状剖面简图

2)沙二段(含煤砂、泥岩段)——主要岩性为灰白色砂岩、深灰色粉砂岩、泥岩和薄层酸性凝灰岩,含煤层。双壳类大量出现,并见少量鱼化石。厚25～300m。

3)沙三段(泥岩段)——主要岩性为黑色泥岩夹薄层砂岩、凝灰质泥岩,含菱铁矿条带。产植物化石。厚10～95m。

4)沙四段(粉砂岩段)——岩性为灰白、灰黑色砂岩和粉砂岩夹薄煤层。产植物化石。厚225～330m。

(3)营城组 K_1y

岩性主要由中酸性火山岩(以酸性火山岩为主)及火山碎屑岩组成,并夹正常碎屑沉积岩和不稳定的可采煤层。主要出露于第二松花江以南吉林省九台县的三台、六台、九台、营城等地。含介形类、叶肢介、植物和孢粉等化石。最大厚度960m。与下伏沙河子组呈平行不整合接触。本组可分两段,自下而上为:

1)营一段——由灰紫、灰绿色致密而局部具气孔状安山玄武岩、安山岩夹安山质凝灰岩、火山角砾岩、灰绿色、灰色砂质泥岩、粉砂岩及杂色砾岩组成,局部夹红色泥岩和可采煤层。产丰富的植物和少量叶肢介化石。厚80～340m。

2)营二段——由酸性火山岩和火山碎屑岩组成,常夹灰白色砂岩、灰黑—灰色粉砂岩及黑色泥岩,含可采煤层。顶部局部有安山岩和安山玄武岩。产植物及少量介形类化石。厚200～620m。

(4)登娄库组 K_1d

该组沉积范围小,受断陷控制,1964年在松基六井揭露较完整剖面。主要为灰白色块状砂岩、暗色砂质泥岩、杂色砂、泥岩和砂砾岩等,呈频繁互层的类复理石沉积。底部为砂砾岩,层内见少量凝灰岩薄层。本组特点是粒度粗,砂岩厚度大,单层厚度也大,泥质岩不纯,含砂,沉积韵律清晰。平面上,盆地中部较细,绿、黑色泥质岩多;在边缘则较粗,红色泥岩较多。生物化石贫乏,有叶肢介、轮藻、植物和孢粉。本组厚达1700m,与下伏营城组为不整合接触。本组按岩性分为四段,自下而上为:

1)登一段(砂砾岩段)——主要由杂色砂砾岩组成,仅上部有20多米紫褐色、灰黑色粉砂质泥岩及灰白色细砂岩,砾石磨圆度好,含少量孢粉化石。厚0～215m。

2)登二段(暗色泥岩段)——主要由灰绿、灰黑色粉砂质泥岩与灰白色厚层砂岩呈不等厚互层,夹少量泥灰岩和凝灰岩,并含少量石膏细脉,底部有紫褐色粉砂质泥岩。含丰富的孢粉化石,偶见叶肢介、植物化石。厚0～700m。

3)登三段(块状砂岩段)——岩性为灰白、灰绿色厚层状细—中砂岩与灰黑、灰褐及暗紫红色泥质岩互层,局部夹煤层。砂岩中常见砾石,并有石膏脉。本层特点是砂岩发育,浅色层厚(10～20m以上),粒度粗,层中夹10cm左右质纯之黑色泥岩。含少量叶肢介、轮藻、孢粉化石。厚0～612m。

4)登四段(过渡岩性段)——主要由灰白、绿灰及少量紫灰色厚层状细砂岩与褐红、灰褐色泥质岩组成不等厚互层,见薄层凝灰岩,与上覆泉头组逐渐过渡。含少量孢粉化石。厚0～212m。

(5)泉头组 K_1q

本组在盆地内分布较广泛,盆地东缘有零星出露,西部和北部边缘没有沉积或沉积很薄。岩性为一套棕红、暗紫红色泥质岩与紫灰、灰绿、灰白色砂质岩组成的较粗粒陆相碎屑岩,局部夹绿、灰黑色泥岩及凝灰岩薄层。生物化石较少,有双壳类、轮藻、植物等。厚度一般为700～

1200m，最厚大于1900m。在盆地边缘或基底隆起部位厚度小或缺失。本组与下伏登娄库组为假整合接触，并超覆于不同层位老地层之上。自下而上分为四段：

1）泉一段——岩性为棕灰、灰白、浅灰绿色中厚层砂岩与暗红色砂质泥岩、泥岩互层，组成小幅度正韵律层。局部地区夹黑色、绿色泥岩及薄层凝灰岩，层内含石膏薄层，在盆地边缘见砾岩露头，分布于黑龙江省宾县和辽宁昌图一带。厚300～400m，最厚达664m。

2）泉二段——岩性以紫褐、褐红、暗紫红色粉砂质泥岩和泥岩为主，夹紫灰色、灰绿色、棕灰色砂岩、粉砂岩。局部地区夹有黑色泥岩，边缘则夹较多砂岩和砾岩。本段生物化石少，含少量介形类、植物化石，偶见叶肢介、轮藻。厚100～200m，最厚达437m。

3）泉三段——由灰绿色、灰白色、紫灰色粉、细砂岩与紫红、少量灰绿、黑色泥岩、粉砂质泥岩呈不等厚互层，组成正旋回层。上部泥质岩较发育，见有石膏，下部砂质岩较集中。见介形类、叶肢介、双壳类、轮藻、被子植物等化石，含量少。厚300～400m，最厚达692m。

4）泉四段——岩性较粗，为灰绿、灰白色粉、细砂岩与棕红、紫红、少量灰绿色泥质岩互层，大致可以分为上、中、下三部分。一般中部和下部砂岩发育，上部泥质岩增多。在盆地不同地区岩性略有差异，盆地中部和东部农安一带局部有黑色泥岩。平面上岩相呈环状分布，周边粗，中部细。含被子植物、轮藻、介形类、双壳类等化石。一般厚60～100m，最厚达128m。

（6）青山口组 K_2q

露头见于吉林省农安县第二松花江边的青山口、前郭旗、登娄库和宾县以西的松花江沿岸一带。岩性主要为一大套黑色、绿色泥岩和砂岩，下部以泥岩为主，上部夹砂质岩。岩相变化甚大，在三肇、大同、古龙一带以深湖至半深湖相的黑色泥岩和页岩为主；安达、泰康、杏树岗及泰来、宁姜一带为浅湖相的泥、砂岩呈不等厚互层；再向北、向西则为滨湖及三角洲相的砂岩与泥岩互层。生物化石丰富，常见介形类、叶肢介、轮藻、腹足类、鱼类、脊椎动物、植物、藻类等近20个门类200余种。与下伏地层为整合接触。依岩性可分为三段：

1）青一段——岩性为黑、灰黑色泥岩、页岩夹劣质油页岩，含薄层菱铁矿条带（透镜体）及分散状黄铁矿，具明显的反旋回特性。盆地西部和北部相变为灰黑、灰绿色泥岩和砂岩互层；盆地南部、西南部相变为红色泥岩和砂岩。本层底部10～30m厚的黑色泥岩夹劣质油页岩是盆地地层对比的主要标志层。富含介形类化石，并含少量叶肢介、鱼化石碎片。厚60～164m。

2）青二、三段——主要为灰黑、灰绿色泥岩夹薄层灰色含钙或钙质粉砂岩。岩性变化大。盆地中央为灰黑色泥岩，南、北、西部地区砂岩发育，盆地东部为红色泥岩和粉砂岩薄层，向东南方向出现天青色及紫红色泥岩。富含叶肢介、介形类、鱼、龟、鳄、双壳类、轮藻、植物等化石。一般厚200～400m，最厚超过500m。

（7）姚家组 K_2y

该组岩性、岩相变化很大。盆地中心地区以深一半深湖相的黑色泥岩为主，向南、向东相变为以红色泥岩为主，向北、向西变为浅湖一三角洲相的砂、泥岩互层。各门类生物化石均比青山口组显著减少，有介形类、叶肢介和双壳类等。一般厚80～140m，最厚超过200m。与下伏青山口组在坳陷中部为整合接触，在盆地北部、西部呈假整合接触。自下而上可分为三段：

1）姚一段——岩性为灰绿、紫红色泥岩与绿灰、灰白色砂岩互层，呈正韵律层。在盆地西北边缘相变为厚层砂砾岩，在盆地隆起部位底部不全。地层中化石贫乏，仅见少量介形类、轮藻、孢粉化石等。一般厚度40～60m，最厚近80m。

2）姚二、三段——灰绿、灰黑色、少量红色泥岩与绿灰、灰白色砂岩互层，岩性变化大，其特点与青山口组二、三段相似。盆地中部为灰黑色泥岩夹薄层油页岩、灰绿色泥岩、灰白色粉砂

岩；东南部为棕红色泥岩夹灰绿色泥岩；西北部为灰白、灰绿色砂岩、粉砂岩与棕红色泥岩的间互层；盆地边缘相变为厚层砂砾岩。生物化石较丰富，有介形类、叶肢介、双壳类、轮藻、鱼等。厚0～15m。

(8)嫩江组 K_2n

本组在盆地内最为发育，分布也广。岩性及厚度比较稳定，由灰黑色泥岩、页岩与油页岩、灰绿色泥岩夹灰色、灰白色粉、细砂岩组成。上部具红色泥质岩，中下部夹多层劣质油页岩。为一套深湖相、浅湖相及浅滩相细粒碎屑岩。化石丰富，门类多，产介形类、叶肢介、双壳类、腹足类等9个门类共110个属300余个种。与下伏姚家组为整合接触。本组自下而上可分为五段：

1)嫩一段——盆地中部、东南部为大段灰黑色泥岩；西北边缘相变为大段灰白、灰绿色砂岩、砂砾岩夹灰绿、深灰、棕红色泥岩；东北部和西部为灰绿、灰黑色泥岩夹泥质粉砂岩。本段下部夹劣质油页岩，具菱铁矿条带和薄层条带状膨润土，底部5～20m的黑色泥岩夹劣质油页岩在全盆地均有分布，是区域性的标准层。生物化石极为丰富，介形类、叶肢介常富集成层，双壳类、腹足类、轮藻、鱼类等均常见。厚60～198m。

2)嫩二段——本段沉积范围很广，下部为灰黑色泥岩、页岩夹油页岩薄层，中部为暗灰色、灰黑色泥岩，上部为灰黑色泥岩夹灰绿色粉砂质泥岩、粉砂岩，底部5～15m含白色介形类、金黄色叶肢介的黑色油页岩，是盆地内分布最广的标志层。含介形类、叶肢介、双壳类、腹足类、鱼类等化石。厚150～251m。

3)嫩三段——为一套灰黑色粉砂质泥岩、泥岩与灰白色泥质粉砂岩、砂岩互层。自下而上岩性由细变粗，组成三个反旋回。本段分布广，岩性变化不大。化石较为丰富，有介形类、叶肢介、双壳类、腹足类等。厚60～131m。

4)嫩四段——为灰绿、灰白色砂岩、粉砂岩与灰绿色泥岩互层。上部为紫红、棕红色泥岩，下部夹灰黑、灰色泥岩。含轮藻、介形类、双壳类、植物、叶肢介等门类化石。厚0～300m。

5)嫩五段——灰绿、棕红色泥岩夹灰绿、灰白色砂岩、粉砂岩。砂岩以中细粒为主。本段在盆地中部保存较全，边缘遭受剥蚀，东部地区除在凹陷部位残存外，其余地区均缺失。化石极少，偶见介形类及植物碎片。厚0～355m。

(9)四方台组 K_2s

该组下部为砖红色含细砾砂、泥岩夹棕灰色、灰绿色砂岩和泥质粉砂岩，呈正韵律层；中部为灰白色、灰色细砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩与砖红色、紫红色泥岩互层；上部以红色、紫红色泥岩为主，夹少量灰白色、灰绿色粉砂岩或泥质粉砂岩，砂岩呈块状，具斜层理，富含钙，一般呈团块状。盆地南部绿色泥岩增多，并夹薄层黑色泥岩。化石较少，双壳类11个属17个种，腹足类5个属7个种，介形类8个属26个种，轮藻17个属24个种。厚200～394m。与下伏嫩江组呈不整合接触。

(10)明水组 K_2m

该组分布范围略小于四方台组，主要分布于盆地中部和西部，东部缺失。地表露头少，仅见于黑龙江省绥化市四方台附近的克音河两岸。主要由灰绿、灰黑、棕红色泥岩与灰、灰绿及少量杂色砂岩组成，粒度较粗，含钙质。生物化石较丰富，介形类8个属23个种，双壳类5个属7个种，腹足类6个属6个种，叶肢介1个属3个种，轮藻7个属35个种。厚一般200～400m，最厚达597m。与下伏四方台组在盆地南部为整合接触，北部为假整合接触。与上覆第三系呈不整合接触。自下而上分为二段：

1)明一段——主要为灰黑、灰色泥岩和灰绿色、棕红色泥岩、砂岩、砾岩组成两个正旋回。

中部和顶部有两层黑色泥岩。顶部黑色泥岩厚2～8m，为一、二段的分界；中部黑色泥岩厚6～54m。这两层黑色泥岩分布广，底部常具黄铁矿薄层，为全盆地区域地层对比标志层。含丰富的双壳类、介形类、腹足类、轮藻及少量叶肢介、藻类化石。一般厚120～160m，最厚达213m

2)明二段——岩性较粗，属氧化环境中的沉积，下部由灰、灰绿、杂色砂岩及灰绿色泥岩组成，上部为灰、灰绿、杂色砂岩、泥岩与棕红色泥岩互层；顶部有一层砖红色的块状泥岩，分布稳定，可作区域性辅助标志层。该段的特点是：颜色较杂(以棕红色为主)；泥岩富含钙质，具结核，并可富集成层；小韵律多而清晰；底部砾岩常见泥砾等冲刷现象。化石较少，见有介形类、双壳类、轮藻等化石，其中轮藻化石比较丰富。一般厚200m左右，最厚达354m以上。顶部地层一般不全，受到较强烈的剥蚀，与上覆第三系依安组在盆地北部泰康、林甸、依安一带呈不整合接触。

白垩系登娄库组以上地层，是松辽盆地重要产油层，并进一步划分了小层(图2-13)。

2. 西北地区

本区的白垩系以塔里木盆地为代表，盆地的西部下白垩统为克孜勒苏群，上统为英吉沙群，又分为库克拜组、乌依塔克组、依格孜牙组和吐依洛克组(表2-11)。

(1)克孜勒苏群 K_1k

出露于天山山麓和昆仑山麓。按沉积特征可分为两个次级旋回：上亚旋回岩性主要为棕红色和浅褐黄色块状石英砂岩、杂砂岩夹褐红色砂质泥岩，砂岩具交错层理；下亚旋回的岩性主要为棕红色、褐红色砾岩与棕红色、浅灰绿色、灰白色石英砂岩，夹棕红色泥岩及少量泥灰岩薄层。砂岩含砾，往往形成砾状砂岩，或富集为砾石条带，底部一般为数十米厚的暗棕红－灰绿色砾岩。在巴什布拉克，底部300m岩层因含放射性矿物，颜色变为灰绿色。生物化石贫乏，在下亚旋回中上部发现少量淡水介形类化石和脊椎动物骨片，上亚旋回浅褐红色砂岩中发现海相节肢动物门虾类遗迹化石。同时在库孜贡苏地区下亚旋回上部也发现海相节肢动物门的遗迹化石。厚1097～1300m。本群普遍不整合或假整合在中、下侏罗统、古生界或元古界之上，惟

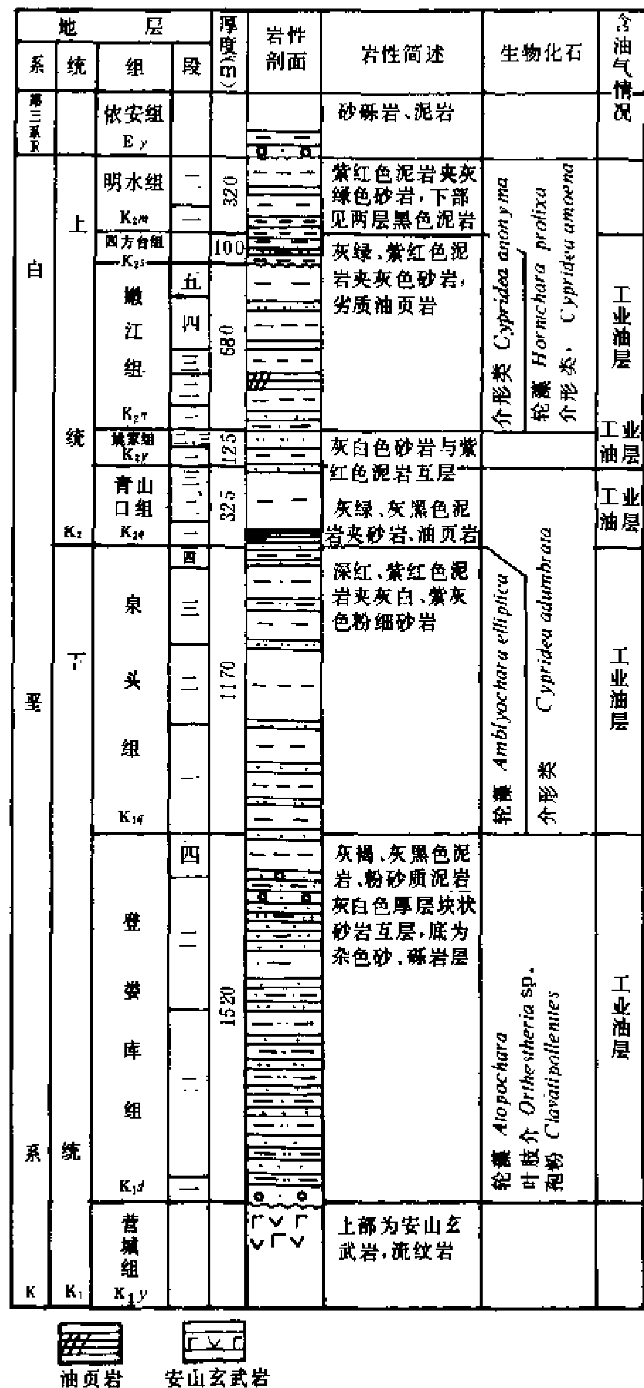


图2-13　松辽盆地白垩系柱状剖面简图

在库孜贡苏地区与下伏上侏罗统库孜贡苏组为整合接触。

(2)英吉沙群 K_2y

本群分布范围同下统，为海相沉积。包括正常海相的灰绿色泥岩、石灰岩、红色生物灰岩、礁灰岩和泻湖相红色膏泥岩及石膏。在昆仑山前沿，主要分布于叶尔羌河以西地区，在吐依洛克剖面出露最完整，但厚度较小(67～357m)。在天山前沿沉积厚度较大(0～448m)，但上部沉积层位不全。本群与下伏下白垩统克孜勒苏群整合接触，与上覆下第三系阿尔塔什组假整合或不整合接触。根据岩性和沉积特征，自下而上分为4组：

1)库克拜组——分布于天山前沿西部的乌鲁克恰提、巴什布拉克、库克拜、库孜贡苏和萨雷别尔山等地。在东部其他地区和乌拉根隆起带全部被剥蚀，在昆仑山北麓断续分布。岩性主要为正常海相的灰绿色、暗灰绿色泥岩夹介壳层及介壳灰岩。富含多门类生物化石。厚约100m左右。其下为一层(5～10m)灰色(风化呈灰黄色)生物灰岩，为全区最稳定的标志层。在且末剖面厚达20m左右。本组底部为厚约30m的泻湖相杂色泥岩夹1～5层薄—厚层白色石膏，仅库孜贡苏剖面岩性较粗，上部夹有砂岩。与下伏地层为整合接触。

2)乌依塔克组——本组在天山山前主要出露于乌鲁克恰提、巴什布拉克、库克拜、库孜贡苏等地。在昆仑山前西部断续出露，为标准岩相区，可分三段：上段红色泥岩、膏泥岩夹石膏层，厚25～35m；中段灰绿色泥岩和两厚层灰色石灰岩，含双壳类及介形类化石，厚25～35m；下段为杂色膏泥岩和石膏互层，厚30～50m。在天山前沿，中、下段全变为杂色泥岩夹石膏，海相层消失，但厚度较大(133～200m)。

3)依格孜牙组——在天山前沿地带仅分布于库孜贡苏，昆仑山前沿为标准岩相带。岩性为块状红灰色、灰红色、肉红色、灰色石灰岩。含造礁固着蛤化石。厚度一般120～130m。库孜贡苏剖面岩性为淡红色、粉红色、灰红色块状砂质灰岩，含腹足类化石。厚仅27m。

4)吐依洛克组——本组仅断续分布于西昆仑的山麓地带和天山前沿的库孜贡苏地区。其余地区均被剥蚀，或部分残存。岩性为棕红色泥岩、膏泥岩夹石膏，有时可夹薄层石灰岩。一般厚10多m。库孜贡苏地区最厚达67m。昆仑山前沿分布局限，仅见于吐依洛克、沙拉依沟及阿尔塔什一带。岩性为泻湖相红色泥岩、膏泥岩和白色厚层—块状石膏之交互层，横向变化大，或以泥岩为主，或以膏泥岩和石膏为主。厚度小，仅0～41m。

库车坳陷的地层为：

(1)下白垩统的卡普沙良群 K_1k

下部为紫红色砂、砾岩层，中部为绛色泥岩和杂色条带；上部为黄褐色砂岩。产介形类、轮藻和孢粉化石。自下而上分为三个组，即亚格里木组、舒善河组和巴西改组。北单斜带沉积厚度为900～1200m。与侏罗系为整合接触。

(2)上白垩统巴什基奇克组 K_2b

可分为上、下两段：上段为粉红色砂岩；下段为紫红色或紫灰色砾岩。在北单斜带，厚度一般为62～115m，在线状褶皱带为120～200m。本组与上覆下第三系库姆格列木群和下伏下白垩统卡普沙良群均呈不整合接触(表2-11)。对比情况见图2-14。

3.南方地区

本区的白垩系以四川盆地为代表。岩性以粗碎屑岩为主。分布于川北、川西和川南。分为下统天马山组，上统夹关组和灌口组。

(1)天马山组 K_1t

为砖红、棕红色泥岩夹多层砾岩、砂岩，普遍具底砾岩。砾岩多呈厚层块状，成分以石灰岩

地层

上白垩统：赛诺曼期—坎潘期、桑托期、康尼亚克期、土仑期、森诺曼期

下白垩统：阿尔必期、阿普第期、巴列姆期、贝利亚斯期

塔里木盆地西部　塔里木盆地库车坳陷　准噶尔盆地　柴达木盆地　酒西盆地　鄂尔多斯盆地　河套盆地　二连盆地　海拉尔盆地　胶莱盆地　阜新盆地　松辽盆地　延吉盆地

克孜勒苏群　舒善河组　东沟组　犬牙沟组　中沟组　下沟组　赤金堡组　伊敏组　大磨拐河组　贝尔组　都红木组　腾格尔组　阿尔善组　王氏组　青山组　莱阳组　孙家湾组　阜新组　沙海组　九佛堂组　义县组　明水组　嫩江组　青山口组　泉头组　登娄库组　营城组　沙河子组　大拉子组　铜佛寺组　屯田营组

1 龙爪沟组
2 七星河组
3 东山组
4 龙井组
5 长财组
6 西山坪组
7 四方台组
8 姚家组
9 火石岭组
10 青元岗组
11 呼伦组
12 二连达布苏组
13 毕克齐组
14 巴颜淖尔群
15 特戴庙组
16 喇嘛湾组
17 泾川组
18 罗汉洞组
19 环河—华池组
20 洛河组
21 宜君组
22 红砾山组
23 连木沁组
24 胜金口组
25 呼图壁河组
26 清水河组
27 巴什基奇克组
28 巴西改组
29 亚格里木组
30 吐依洛克组
31 依格孜牙组
32 乌依塔克组
33 库克拜组

备注　1、2、3为东北地区龙爪沟白垩系

纵向比例尺　0　800　1600m

白云质泥岩　粗面岩　黑色泥岩　青泥岩　安山岩　泥质砾岩　安山角砾岩　角砾岩　钙质泥质　凝灰质泥岩　玄武岩　流纹岩　凝灰质砂岩　安山玄武岩　凝灰岩　薄煤层　砂岩

图2-14　中国北方白垩系划分对比图

（据叶得泉、钟筱春等资料，1990，修改）

为主，次为砂岩、石英岩及各种火成岩砾。砾径大小不一（2～15cm），半圆至浑圆状。由西向东颗粒变细，砾岩减少，多侧变为砂岩、粉砂岩及泥岩。一般厚200～400m。

(2)夹关组 K_2j

为棕红、黄棕色厚层块状砾岩、砂岩夹泥岩。砾石成分以石英岩为主，次为砂岩及石灰岩。由西向东岩性变细，泥岩夹层增多，分布范围较天马山组广泛。一般厚150～450m。

(3)灌口组 K_2q

为棕红、暗棕、紫红色泥岩夹泥质粉砂岩及多层蓝灰、灰绿色薄层泥灰岩。泥灰岩多夹于中、上部，此外还含有石膏和钙芒硝，底部常有一层块状砾岩。分布较广泛，但多残留不全，雅安、邛崃一带出露较完整。一般厚600～800m。

第四节　新 生 界　(Kz)

一、下第三系(E)

下第三系广布于中国含油气区众多的大中小盆地中，是重要的含油气岩系。80、90年代石油部门集中了一定的人力，对全国范围的上、下第三系进行了分层对比，取得了以下几项主要成果。

第一，提出了包括全国42个沉积盆地的上、下第三系在内的分层对比表(表2-12)。

第二，提出了中国大陆和海域中沉积盆地内的陆相和海相第三系的对比方案。

第三，新建了准噶尔盆地化石沟组(E_2—E_3)和依希伯拉组(E_1—E_2)，酒泉盆地的柳沟庄组(E_2)、依兰-伊通盆地的双阳组(E_2下部)、永吉组(E_2上部)、万昌组(E_3)、岔路河组(N_1)，渤海湾盆地的侯镇组(E_1)和周口盆地的纸店组(E_1下部)。

第四，重新确定了重要油区——渤海湾盆地第三系时代划分。此外，还对塔里木、准噶尔、南襄、江汉、苏北和南黄海等盆地的第三系部分组、段进行了变动和调整。

本系三个统的分布情况如下：

古新统主要分布于塔里木盆地西部、准噶尔和柴达木等西部盆地，以及苏北、江汉、东海和珠江口等东部及海域盆地。

始新统分布范围比古新统大大扩大。除上述古新统主要分布地区外，渤海湾和二连等盆地也连片分布(图2-15A)。

渐新统分布范围基本与始新统相同。仅在苏北—南黄海、东海及华南几个小盆地中缺失(图2-15B)。

本系是中国两个重要产油气层之一。油气层广泛分布在渤海湾盆地、依兰-伊通、江汉、苏北、南襄、百色、茂名、三水、柴达木、准噶尔、库车，以及海域的珠江口、莺-琼、北部湾、台湾及东海等盆地。海域诸盆地中，本系含气较多。

1.华北地区

以渤海湾盆地为代表，下第三系自下而上分为孔店组、沙河街组和东营组。各组又从上而下分段，孔店组分3段，沙河街组分4段，东营组分3段。过去认为孔店组和沙四段为始新统，沙三段—沙一段和东营组为渐新统。经过近年的工作，确定此盆地中存在古新统，从而对始新统和渐新统的界限进行了调整。其具体情况见表2-13。

新定的古新统为孔店组三段及二段下亚段，即侯镇组(表2-13)。现按时代及组段分别叙述于后。

表 2-12　中国含油气区第三系划分、对比简表

（据叶得泉等，1993，简化）

含油气区	亚区	盆地	上新统 N_2	中新统 N_1	渐新统 E_3	始新统 E_2	古新统 E_1	前第三系
东部含油气区	东北含油气亚区	松辽	泰康组	大安组	依安组			明水组 K_2
		漠河	金山组					
		三江	道台桥组	富锦组	宝泉岭组			雁窝组 K_2
		虎林	道台桥组		虎林组			穆棱组 K_1
		依兰-伊通 北部			宝泉岭组	达连河组、新安村组		
		依兰-伊通 南部		岔路河组	万昌组	永吉组、双阳组		
		抚顺				耿家街组、西露天组、计军屯组、古城子组	栗子沟组、老虎台组	龙凤坎组 K_2
	华北含油气亚区	渤海湾	明化镇组上段	明化镇组下段、馆陶组	东营组、沙河街组一—二段	沙河街组三段、四段；孔店组一段、二段	孔店组二段、侯镇组	王氏组 K_1
	江淮含油气亚区	江汉		广华寺组	荆河镇组	潜江组（一段、二—四段）、荆沙组、新沟咀组	沙市组	渔洋组 K_2
		洞庭				新河口组、汉寿组、沅江组	桃源组	分水坳组 K_2
		苏北-南黄海	盐城组上段	盐城组下段		三垛组、戴南组	阜宁组（四—一段）	泰州组 K_2
		清江		头坡组		临江组、新余组	清江组	K_1
		南陵	章家渡组	章家渡组		双塔组（上段、中段、下段）		宣南组 K_2
		南襄	凤凰镇组	凤凰镇组	上寺组、廖庄组、核桃园组上段	核桃园组中下段、大仓房组、玉皇顶组	白营组	胡岗组 K_2
	华南含油气亚区	茂名			高棚岭组	老虎岭组、尚村组、黄牛岭组、油柑窝组	铜鼓岭组	南雄组 K_2
		三水				华涌组、西南组	埔心组	大朗山组 K_2
		南宁			邕宁组	邕江组	红色岩组	K
		长河				长河组（四—三段、二—一段）	长河组	东山组 K_2
		南雄				古城组	浓山组、上湖组	南雄组 K
		合浦		沙岗组	酒席坑组	下村组	上洋组	乌家组 K
	海域含油气亚区	珠江口	万山组	粤海组、韩江组、珠江组	珠海组、恩平组	文昌组	神狐组	花岗岩
		北部湾	望楼岗组	灯楼角组、角尾组、下洋组	涠洲组	流沙港组	长流组	
		莺歌海	莺歌海组、黄流组	梅山组、三亚组	陵水组、崖城组	?		
		台湾西部	卓兰组、锦水组、桂竹林组	南庄组、南港组、石底组、大寮组、木山组	五指山组	栓谷组（新高组）	王功组	石林组 K_1
		台北坳陷	三潭组	[illegible]组、玉泉组、南龙井组		平湖组、温州组、瓯江组	明月峰组、灵峰组、石门潭组	温东群 Pt
中部含油气区	鄂尔多斯含油气亚区	河套	乌兰图克组	五原组	临河组	乌拉特组		[illegible] K
		渭河	游河组	灞河组、冷水沟组、寇家村组		白鹿塬组、红河组	[illegible]组	[illegible] K
	云贵川含油气亚区	百色	长蛇岭组		建都岭组、伏平组	百岗组、那读组、洞均组、六吜组		[illegible] K
		景谷	大红猫村组	回环组、三号沟组	勐腊组	等黑组	勐野井组	曼宽河组 T_3
西部含油气区	西北含油气亚区	准噶尔	独山子组	塔西河组	沙湾组	安集海河组	紫泥泉子组	东沟组 K_2
		塔里木	库车组	康村组、吉迪克组	苏维依组	小库孜拜组、卡拉塔尔组	库姆格列木组（东部）、塔拉克组	巴什基奇克组 K_1
		吐鲁番	葡萄沟组	葡萄沟组	桃树园组	巴坎组	台子村组	苏巴什组 K_2
		酒泉	牛胳套组	[illegible]组、弓形山组	白杨河组、火烧沟组	柳沟庄组		中沟组 K_2
	青藏含油气亚区	柴达木	狮子沟组	上油砂山组、下油砂山组	上干柴沟组	下干柴沟组	路乐河组	犬牙沟组 K
		伦坡拉	伦坡拉群（丁青组）	伦坡拉群（丁青组）	伦坡拉群（牛堡组）	伦坡拉群（牛堡组）		德山组 K_2

层序：新生界 K_Z — 第三系 R

表 2-13 渤海湾盆地下第三系地层时代划分方案对比表

组	孔店组				沙河街组											东营组		
段	三	二		一	四			三			二		一			三	二	一
亚段		下	上		下	中	上	下	中	上	下	上	下	中	上			
70年代方案	始新统							渐新统										
90年代方案	古新统		始新统									渐新统						
			下		中				上			下				上		

2)侯上段(孔二下亚段)——代表剖面为孔 1 井 2463.5～2640m 井段。为灰、深灰色砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩、砂质泥岩和泥岩呈不等厚互层，下部夹含砾砂岩。产轮藻类化石；昌 3 井为灰、褐灰色泥岩夹粉、细砂岩和碳质泥岩，产 *Paraalnipollenites - Betulaepollenites plicoides - Aquilapollenites - Alnipollenites* 孢粉组合。与下伏孔三段或侯下段均为整合接触。

昌潍坳陷、辽河坳陷和临清坳陷的德州凹陷等地区，相当于孔三段到孔二段下部(孔二下亚段)的地层为一套火山岩，同位素年代测定值为 65～56.4Ma。此外在上部泥质岩夹层中见到古新统孢粉化石组合，因此以昌潍坳陷的侯 2 井 2086.5～2467.5m 和昌 36 井的 1988～2622.5m 地层为标准建立了侯镇组。

(2)始新统 E_2

可分为下、中、上三段。

下段：相当的层位为孔二段上亚段和孔一段。

孔二段上亚段：此亚段在渤海湾盆地中分布范围较广，岩性相对稳定，为深灰色、灰色泥岩和灰色粉砂岩、钙质粉砂岩，夹碳质泥页岩、油页岩，局部夹紫灰色砂泥岩，底部有较大面积的杂色砾岩或含砾砂岩层。在辽河坳陷为玄武岩，在冀中坳陷的中北部和南部相变为硬石膏和盐岩，在临清坳陷为红色砂岩夹泥岩。化石丰富，有介形类、腹足类、轮藻类、藻类以及 *Ulmoideipites-Momipites-Podocarpidites* 孢粉组合。与下伏孔二段下亚段或侯镇组呈假整合或整合接触。

孔一段：分布范围很广，几乎遍及全区。主要为河流相棕红、棕褐色砂岩、泥质粉砂岩、砂质泥岩和泥岩呈不等厚互层，偶夹浅灰色砂岩、砂质泥岩和碳质泥岩。在辽河坳陷为玄武岩，在冀中坳陷的中北部和南部以及济阳坳陷的东部夹有或相变为硬石膏和岩盐层。生物化石较单调，有介形类、轮藻以及 *Ephedripites - Ulmipollenites minor - Rhoipites - Scbizaeoisporites* 孢粉组合。与下伏孔二段之间为整合接触。

中段：相当层位是沙四段下、中、上亚段和沙三段下亚段。

沙四下亚段：本亚段几乎遍及渤海湾全区，为紫红色泥岩夹棕色、棕褐色粉砂岩和砂质泥岩。在济阳坳陷的东部和冀中坳陷的中北部和南部，以及黄骅坳陷的南部夹有或相变为硬石膏岩和岩盐层，在辽河坳陷为火山岩层。生物化石较少，并以干旱类型为主，有介形类、轮藻、腹足类以及 *Ephedripites - Ulmipollenites minor - Rhoipites - Schizaeoisporites* 孢粉组合。与下伏孔一段之间为整合接触。

沙四段中亚段：本亚段中、下部为灰白色硬石膏岩、岩盐、含膏泥岩夹灰色泥岩和紫红色泥岩；上部为蓝灰色泥岩夹绿灰色泥质白云岩、白云岩。化石主要产于上部的泥质和白云质岩层中，有介形类、腹足类、轮藻、有孔虫类、藻类以及 *Ephedripites - Ulmipollenites minor - Rhoipites - Schizaeoisporites* 孢粉组合。与下伏沙四段下亚段间为整合接触。

沙四段上亚段：主要岩性为深灰色、灰褐色泥岩、油页岩、泥质灰岩和灰岩互层，上部夹生物灰岩和白云岩，局部形成枝管藻点状礁白云岩。济阳坳陷的北部和临清坳陷的南部含硬石膏和岩盐层。本亚段化石丰富，渤海湾盆地早第三纪地方性属种多有出现，数量繁多，含介形类、腹足类、有孔虫、多毛类、鱼类、枝管藻、轮藻类、钙质超微化石（济阳坳陷产）及 *Ephedripites - Taxodiacites - Ulmipollenites minor - Rhoipites - Schizaeoisporites* 孢粉组合。与下伏沙四段中亚段之间为整合接触。

沙三段下亚段：为褐灰、深灰色泥岩夹泥灰岩、油页岩和浅灰色粉砂岩。在冀中坳陷的中北部和南部以及东濮凹陷的南部，夹有或相变为灰白色岩盐和硬石膏，夹泥岩、粉砂岩。本亚段的古生物群为深水型，数量丰富，产介形类、腹足类、轮藻类、双壳类、鱼类、藻类以及*Quercoidites - microhenrici - Ulmipollenites minor* 孢粉组合。与下伏沙四段上亚段之间为整合接触。

上段：相当层位是沙三段中、上亚段及沙二段下亚段。

沙三段中亚段：本亚段是最大水进期的沉积，分布面积最广。为深灰色泥岩、泥灰岩，夹薄层白云岩、油页岩和重力流成因的砂砾岩。仅在东濮凹陷和冀中坳陷的南部，部分相变或夹硬石膏、岩盐层。化石以深水类型为主，有介形类、腹足类、鱼类、轮藻、藻类、钙质超微化石（东濮凹陷产）及 *Quercoidites microhenrici - Ulmipollenites minor* 孢粉组合。本亚段与下伏沙三段下亚段为整合接触。

沙三段上亚段：为盆地收缩期的沉积，三角洲发育。岩性以灰色粉、细砂岩、含砾砂岩和灰色泥岩为主，夹碳质泥岩、页岩、油页岩。西部冀中坳陷和临清坳陷部分地区夹硬石膏和岩盐。化石极为丰富，有介形类、腹足类、哺乳类、轮藻、枝管藻、藻类、钙质超微化石（东濮凹陷产）及 *Quercoidites microhenrici - Ulmipollenites minor* 孢粉组合。本亚段与下伏沙三段中亚段之间为整合接触。

沙二段下亚段：为灰绿色、深灰色粉砂质泥岩、砂岩和泥岩，夹碳质泥岩、油页岩和薄层白云质泥岩。产介形类、腹足类、藻类以及 *Polypodiaceoisporites - Alnipollenites - Taxodiaceae Pollenites elongatus* 孢粉组合。

上述沙二段下亚段沉积类型一般限于渤海湾盆地的东部，尤以东营凹陷的北部三角洲入湖地带发育。盆地的西部与其相当的地层缺失或部分相变为河流相的红色碎屑岩，所含化石面貌偏新。本亚段与下伏沙三段之间为整合或假整合接触。

辽河坳陷沙四段上亚段中的火山岩同位素年龄为 45.5～44.1Ma，沙三段中的火山岩则为 42.4～39.5Ma。济阳坳陷的古地磁资料说明，沙三中、下亚段的分界在 18 极性时，相当于 42Ma 的上始新统的底。同时，济阳坳陷的沙四段上亚段和沙三段下亚段中找到北美中始新统绿河组的鱼类化石—— *Knightia* 和 *Diplomystus*。由此可以作为确定上述时代的佐证。

(3)渐新统 E_3

可分为上、下两段。

下段：相当于沙二段上亚段和沙一段。

沙二段上亚段：为灰绿色、紫红色和杂色泥岩、粉砂岩、砂岩，夹含砾砂岩或砾岩，底部偶见生物灰岩层。西部冀中坳陷和临清坳陷部分地区夹岩盐、硬石膏和白云岩。生物化石以干旱类

型为主，产介形类、腹足类、轮藻类、多毛类。

沙一段：主要岩性为深灰、灰绿色泥岩、泥灰岩，中下部夹粒屑白云岩、生物白云岩、白云岩、油页岩和白云质砂岩。西部东濮凹陷局部有岩盐、白云岩夹泥岩、油页岩和粉砂岩沉积。生物化石十分丰富，有介形类、腹足类、有孔虫、昆虫、鱼类、轮藻类、藻类、钙质超微化石(各主要坳陷均见)以及 *Quercoidites -Meliaceoidites*孢粉组合。与下伏沙二段之间为整合接触。

上段：相当层位为东营组。

东三段：下部为灰色砂岩和泥岩互层，上部为灰色泥岩。渤海湾盆地东三段化石丰富，与下伏沙河街组化石差异很大，但在渤中－黄骅坳陷沉积中心深水区残留有少量沙一段化石分子，产介形类、腹足类、轮藻类、藻类，以及 *Ulmipollenites undulosus - Piceapollenites - Tsugaepollenites* 孢粉组合。本段整合于下伏沙河街组之上。

东二段：为灰、灰绿色泥岩，夹薄层砂岩、碳质泥岩和紫红色泥岩。产介形类、腹足类、轮藻类、藻类，以及 *Ulmipollenites undulosus - Piceapollenites - Tsugaepollenites* 孢粉组合。本段与下伏东三段为连续沉积。

东一段：本段是渤海湾盆地在早第三纪收缩至最终消亡阶段的沉积。为灰绿、杂色泥岩、砂岩和含砾砂岩呈不等厚互层。渤海湾盆地早第三纪具有的地方性生物属种趋于全部灭绝。产介形类、腹足类、哺乳类、轮藻类、藻类以及 *Juglandaceae - Tiliaepollenites indubitabilis*孢粉组合。与下伏东二段为整合接触。

辽河坳陷的沙二段上亚段至沙一段及东二段至东一段中火山岩同位素年龄分别为 38～36.9Ma 及 36.9～24.7Ma，因而定为渐新统上、下段。

2. 西北地区

以塔里木盆地为代表，在盆地的西南坳陷沉积了一套海陆交互相的下第三系，现按统分述于后。

(1)古新统 E_1

自下而上分为三组如下：

1)吐依洛克组 E_1t ——岩性为棕色泥岩、膏泥岩，夹石膏、薄层石灰岩。阿尔塔什剖面的岩性为紫褐色泥质粉砂岩和膏泥岩。主要化石有介形类、有孔虫。厚度一般为数十米，库孜贡苏剖面最厚达 67m。与下伏上白垩统依格孜牙组为整合接触。

2)阿尔塔什组 E_1a ——库孜贡苏一带的岩性以白色块状石膏为主，夹灰白、灰黄色薄－厚层状白云岩、白云质灰岩、泥灰岩和灰绿色粉砂质泥岩和膏泥岩，顶部为 5m 左右的正常海相灰色石灰岩。岩性横向变化较大，为砂岩和砾岩。主要化石有：介形类、有孔虫、双壳类，以及 *Classopollis - Ulmipollenites - Normapollis* 孢粉组合。

3)齐姆根组 E_1q ——该组主要为浅海陆棚相沉积，露头分布情况同下伏阿尔塔什组。岩性为灰绿色泥岩夹牡蛎介壳层、灰色灰岩、泥灰岩。西昆仑山麓地区岩性变红变粗，以杂色泥岩为主，顶部为灰红色钙质砂岩。主要化石有介形类、有孔虫、双壳类、沟鞭藻、钙质超微化石、轮藻、孢粉 *Parcisporites* 高含量带(巴什布拉克剖面本组下部)和 *Ephedripites - Sapindaceidites asper* 组合(阿尔塔什剖面本组上部)。厚度约 100m。与下伏阿尔塔什组呈整合接触。

(2)始新统 E_2

自下而上分为四组：

1)盖吉塔格组 E_2g ——岩性以棕色石膏质泥岩、泥质石膏为主，夹黄绿色泥岩。主要化石有介形类、有孔虫、沟鞭藻、*Steevesipollenites* 孢粉组合。厚度一般 30～50m，库孜贡苏剖面为

72m。与下伏齐姆根组为整合接触。

2)卡拉塔尔组 E_2k ——岩性以灰色块状灰岩—介壳灰岩为主,夹灰绿色泥岩。化石主要有介形类、有孔虫,以及 *Meliaceoidites* - *Nitrariadites* 孢粉组合。厚度 8～85m,一般 30～72m。与下伏盖吉塔格组为整合接触。

3)乌拉根组 E_2w ——岩性为绿色泥岩,夹灰色介壳层和薄层介壳灰岩。乌拉根剖面上部出现红色泥岩和石膏夹层。在西昆仑山麓地带,乌拉根组为红色泥岩、砂岩互层,夹暗红色砾岩及绿色泥岩条带。化石主要有介形类、有孔虫、双壳类、腹足类、孢粉 *Meliaceoidites* - *Nitrariadites* 组合。厚度一般约 20m,乌拉根剖面最厚达 126m。

4)巴什布拉克组一段—三段 E_2b_{1-3}——岩性以暗棕红色泥岩、砂质泥岩与桔红、灰绿色块状砂岩、砾状砂岩为主,夹介壳层和石膏。化石丰富,有介形类、有孔虫、沟鞭藻、钙质超微化石和 *Ephedripiptes fusiformis* - *Nitrariadites* 孢粉组合。厚度一般 340～430m。与下伏乌拉根组为整合接触。

(3)渐新统 E_3

自下而上分为两组:

1)巴什布拉克组四段—五段 E_3b_{4-5}——岩性较一至三段粗,以细砂岩、泥质砂岩、砂质泥岩为主,夹泥岩和石膏层。化石主要有介形类、双壳类、有孔虫、轮藻、腹足类、钙质超微化石以及 *Ephedripites fusiformis* - *Nitrariadites* 孢粉组合。

2)克孜洛依组下部 E_3k_1 ——岩性主要为褐红、褐灰色泥岩、泥质粉砂岩、灰绿色砂岩,夹白色石膏层。本部下部产有孔虫和 *Pinuspollenites* - *Meliaceoidites* - *Ulmipollenites* 孢粉组合。厚度一般 200～400m,最厚达 1000m。与下伏巴什布拉克组为不整合接触。

3. 南方地区

以百色盆地为代表,盆地下第三系的始新统及渐新统发育,缺失古新统。

(1)始新统 E_2

自下而上分为六呷组、洞均组、那读组和百岗组四组。

六呷组又称"红色岩组",为紫红色砂岩和泥岩互层,偶夹石膏,底部具厚层砾岩。厚度变化大,缺失或厚达 300 余米。与下伏三叠系中统兰木组呈角度不整合接触。化石稀少。洞均组为碳酸盐岩地层,那读组和百岗组均为砂泥岩夹煤层。从微古生物分析,那读组和百岗组产有许多渤海湾盆地沙河街组三段至二段下部的地方性属种,为中始新世后期至晚始新世生物群的特征分子。

(2)渐新统 E_3

自下而上分为伏平组和建都岭组两组。为杂色砂泥岩层,也含可与渤海湾盆地的沙河街组二段上部和东营组对比的化石,故划归渐新统。

4. 海域地区

北部湾盆地沉积了一套陆相下第三系,现按统、组分述于后。

(1)古新统—下始新统长流组$(E_1-E_2^1)ch$

为棕红色砂岩、砂砾岩不等厚互层,含钙质。厚 0～840m。与下伏石炭系的石灰岩、变质岩和花岗岩以及白垩系棕红色砂泥岩呈不整合接触关系。

(2)中、上始新统流沙港组 $E_2^{2-3}l$

为深灰色、褐灰色泥岩、页岩与灰白色砂岩、砂砾岩,从上向下分为粗—细—粗三个岩性段。厚 0～1894.1m。

(3)渐新统涠洲组 E_3w

涠洲组相当于本统的下部,上部缺失。岩性为紫红色、杂色泥岩与石灰岩、灰色砂岩、砾岩互层。厚 0～1115.5m。

二、上第三系(N)

中国含油气区的上第三系在为数众多的盆地中有分布,特别在东部渤海湾、南襄、苏北、沿海大陆架及台湾省和西北几个大盆地,以及西藏雅鲁藏布等盆地比较发育。各盆地上第三系的对比关系见表 2-14。

本系含油气也广泛,在塔里木、准噶尔、酒泉、柴达木、伦坡拉、渤海湾,以及北部湾、珠江口和台湾西部等盆地都有本系油气田。但是,本系的油气多由其他层系运移而来。

现以渤海湾盆地、柴达木盆地和北部湾盆地为代表,分别叙述于后。

1. 渤海湾盆地

(1)中新统 N_1

渤海湾盆地的中新统自下而上为馆陶组和明化镇组下段及上段下部(表 2-14)。

表 2-14 渤海湾盆地上第三系地层时代划分表

划分方案	馆陶组	明化镇组		
		下段	上段	
			下部	上部
70年代	中新统	上新统		
90年代	中新统下段	中新统中段	中新统上段	上新统

1)馆陶组 N_1g:为中新统下段。岩性为厚层块状灰白色砾岩和砂岩,夹灰、灰绿、紫红和杂色泥岩、砂质泥岩和砂岩。产介形类、腹足类、轮藻,以及 *Pinaceae* - *Betulaceae* - *Sporotrapoidites minor* 孢粉组合。自下而上 *Pinaceae*、*Sportrapoidites* 和 *Betulaceae* 分别占主要地位,形成三个亚组合。与下伏东营组呈区域性不整合接触。

2)明化镇组下段 N_1m_1:为中新统中段。岩性为浅灰绿、棕红和紫红色泥岩,夹砂岩,含钙质结核。

3)明化镇组上段下部 $N_1m_2^1$:为中新统上段。岩性为棕红、灰绿、灰白色砂岩、含砾砂岩互层。产介形类、腹足类、轮藻,以及 *Magnastriatites* - *Caryapollenites* - *Liquidambarpollenites* 孢粉组合。与馆陶组之间为整合关系。

(2)上新统 N_2

为明化镇组上段上部。岩性为砂岩、含砾砂岩夹棕黄、土黄、灰紫色泥岩及海侵层。产介形类、海相介形类、有孔虫、腹足类、轮藻。下部和上部还分别产 *Ulmipollenites* - *Herbs* 和 *Persicarioipollis* - *Chenopodipollis* - *Magnastriatites* 孢粉组合。

2. 柴达木盆地

柴达木盆地的上第三系发育完整。

(1)中新统 N_1

自下而上为下油沙山组和上油沙山组。

1)下油沙山组 N_1y_1:该组出露和分布范围比下伏干柴沟组略大。岩性为砂泥岩间互,一般盆地边缘红而粗,中心灰而细,并夹疙瘩状灰岩。地表露头剖面厚度为 150～1493.4m,钻井剖

面最厚可达2482m。与下伏上干柴沟组为整合接触。

该组地磁极性带为6Cr至5An下部，相应的地质年龄为24.6～11.8Ma，属下、中中新统。

2)上油沙山组N_1y_2：该组出露范围比下油沙山组广。岩性横向变化大，盆地边缘以砾岩和含砾砂岩为主，颜色偏红，中心以砂质泥岩和泥岩为主，颜色偏灰。

该组地磁极性单位为5An至3Ar顶部，相应的地质年龄为11.8～5.11Ma，属上中新统。

(2)上新统N_2

为狮子沟组N_2s。岩性为灰、褐灰色砂岩及浅棕色砾岩。地表露头剖面厚度为372～1806.3m，钻井剖面达1800m。与下伏上油沙山组和上覆第四系七个泉组之间均为整合接触。该组地磁极性带为3An至2Ar，相应的地质年龄值为5.1～2.8Ma，属上新统。

3.北部湾盆地

北部湾盆地的上第三系的中新统，下部为下洋组，中部为角尾组，上部为灯楼角组；上新统为望港楼组。

(1)下洋组N_1x

为灰色、灰绿色砂岩、砂砾岩夹灰色泥岩及砂质泥岩。厚72.5～499m。

(2)角尾组N_1j

为浅绿灰色细砂岩、砂砾岩、砾岩与浅灰色泥岩互层。厚318.5～573.5m。与下洋组呈整合接触关系。

(3)灯楼角组N_1d

为灰黄色、灰色细砂岩、砂砾岩与灰色、灰绿色泥岩互层。厚145～596m。与角尾组呈不整合或假整合接触。

(4)望港楼组N_2w

上段为灰色砂岩、砾岩为主；中段为灰色砂岩与泥岩互层；下段主要为灰色泥岩。厚150～350m。与灯楼角组呈整合接触。

三、第四系(Q)

中国含油气区的第四系广布，成为含油气盆地的覆盖层。有海相及陆相两大类型。

第四纪时，现代海陆分布的格局已基本形成，大陆内部山川展布也已具雏形。西部高山区继续上升，东部地区的低山、丘陵绵延起伏，平原、盆地错列其间。整个大陆，由西向东地形海拔降低，形成明显的高、中、低三级阶梯地形。

第四纪陆相沉积的类型多样，地层分布相当广泛，化石分布不均，研究深度不等(表2-15)。最发育的地区为西北、华北、东南沿海及大陆架，化石十分丰富，研究较详细。主要成果有以下三方面：

1)近年来经过对长江中下游第四纪地层中孢粉化石的研究，获得了以4次冷暖相间为特征的孢粉组合，与4次冰期大致可以相对应。另外，通过对华北、东北全新世的孢粉研究，发现了具不同特征的三个组合，为地层对比提供了可靠资料。

2)青海柴达木盆地三湖(霍布逊湖、达布逊湖和台吉乃尔湖)地区，第四系的研究较详细。据杨藩等研究，该区所发现的介形类化石，自上新统以上可划分为7个化石带。依据属种的古生态特征及咸淡分布规律，又将该区第四纪地层划分为12层，即6个淡化层及6个咸化层。它们交互出现，并以此可与相邻的昆仑山区及祁连山区第四纪冰期对比。根据小湖花介在剖面中出现的时期(也是本区第四纪最老的一次冰期或雨期)，应把第四系的下界划在中国小湖花介化石带与网纹小湖花介化石带之间。

3)西藏南部及西南部分地区新生代断陷盆地化石丰富。据黄宗仁等的研究，所发现的介形类化石属种可分三部分：第一部分属种的时代为上新世，第二部分属种的时代可能属早更新世，第三部分属种可能属中更新世至全新世。

经 20 年来第四系海相沉积的研究，在我国沿海地区发现了晚更新世至全新世或全新世的海相地层。在河北、山西、陕西等地一些钻孔中，数百米至上千米以下亦见海相化石，是否属早更新世尚有争议。晚更新世至全新世时期，海相地层主要分布于东部沿海一些地区、福建地区及台湾西南平原地区。据有关资料研究，在晚更新世以后，中国东部沿海地区，在一定范围内曾经历过三次海侵。晚更新世以前也沉积了一些海相地层。

中国海域第四纪地层的研究于 70 年代开始。通过对东海大陆架、黄海大陆架海底柱状样中微体化石、古地磁、^{14}C 测定等资料的研究，发现玉木冰期海洋下降，黄海、东海都曾有海水退出，冰后期海平面上升，气候转暖。近些年来在南海钻孔中也发现海相第四系。

现以柴达木盆地及长江中下游的第四系为例介绍于后。在中国也于这两地区见本系工业气层。

1. 柴达木盆地

本盆地第四纪沉积速度快，早、中更新世时达 0.14m/a，沉积厚度大，总视厚度近 3000m（图 2-16）。中下统建立七个泉组，其他均未建组。

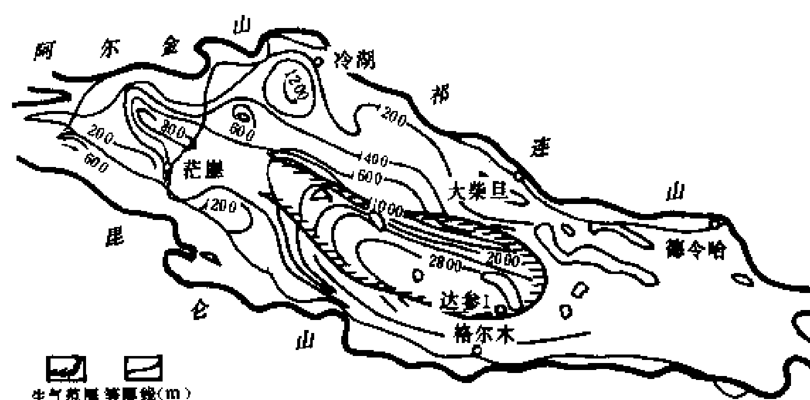


图 2-16　柴达木盆地第四系厚度及生气层分布区

（据青海石油管理局勘探开发研究院资料，1982，改编）

七个泉组的岩性在盆地中心为浅灰色、浅棕灰色及灰色泥岩，夹粉砂岩薄层，向外逐渐变粗，到盆地边缘为灰色砾岩层夹少数灰绿色泥岩层。采得有脊椎动物化石，如东方剑齿象，以及介形类、腹足类等。据地震解释最大厚度超过 2500m，向盆地边缘减薄到 81～543m。与下伏狮子沟组呈不整合接触。上更新统一全新统岩性为胶结极差的灰色、灰黄色砂岩、砾岩，以及粉砂和粘土层，有时夹岩盐层。向盆地岩性变粗。地表为戈壁和沙丘，或河滩和盐渍土。化石有介形类、腹足类和轮藻等。最大视厚度 425m。和下伏七个泉组呈不整合接触。

2. 长江中下游区

本区第四系广泛分布于湖北至上海及杭嘉湖平原地区，产少量天然气。

如上海地区的第四系从下向上分为上更新统南汇组，全新统娄塘组、上海组和青浦组。岩性为粘土、亚粘土、砂土、亚砂土、粉细砂和贝壳层等，厚度 60～70m。

关学婷,宋之琛等.1989.渤海海域晚新生代孢粉学研究.南京:南京大学出版社

邢裕盛等.1989.中国的上前寒武系.北京:地质出版社

叶得泉,钟筱春等.1993.中国油气区第三系(Ⅰ).总论.北京:石油工业出版社

同济大学海洋地质系.1980.海陆相地层辨认标志.北京:科学出版社

李云通.1984.中国地层(13):中国的第三系.北京:地质出版社

李国玉等.1987.中国气田图集.北京:石油工业出版社

吴崇筠,薛叔浩等.1992.中国含油气盆地沉积学.北京:石油工业出版社

芮琳等.1986.论石炭系与二叠系的分界.地层学杂志,10(4)

汪啸风.1982.广西钦州、防城一带晚志留世—早泥盆世地层和笔石群的初步研究.见:华南泥盆系会议论文集.北京:地质出版社

张正华等.1988.黔南二叠纪地层.贵阳:贵州人民出版社

张林源.1985.气候地层法在我国第四系分层中的运用问题——兼论第四纪气候干湿变化与冰期.中国第四纪研究,6(1)

张爱云等.1987.海相黑色页岩建造地球化学与成矿意义.北京:科学出版社

安徽省地矿局区域地质调查队.1989.安徽地层志:志留系分册.合肥:安徽科学技术出版社

林宝玉等.1984.中国地层(6):中国的志留系.北京:地质出版社

范璞,马宝林.1990.塔里木油气地质总论.北京:科学出版社

青海石油管理局勘探开发研究院,中国科学院南京地质古生物研究所.1985.柴达木盆地第三纪孢粉学.北京:石油工业出版社

胡见义,黄第藩等.1991.中国陆相石油地质理论基础.北京:石油工业出版社

项礼文等.1981.中国地层(4):中国的寒武系.北京:地质出版社

郝石生等.1990.华北北部中—上元古界石油地质学.东营:石油大学出版社

郝诒纯等.1986.中国地层(12):中国的白垩系.北京:地质出版社

郝诒纯,李惠生.1984.渤海沿岸及邻近地区早第三纪钙质超微化石的发现及其意义.科学通报,29(12)

侯鸿飞.1982.中国南部的泥盆系.见:华南泥盆系会议论文集.北京:地质出版社

赵金科等.1978.华南晚二叠世头足类.见:中国古生物志.新乙种.第12号.北京:科学出版社

赵汝璇等.1982.湖南的泥盆系.见:华南泥盆系会议论文集.北京:地质出版社

梁名胜.1982.中国东部早第三纪海侵期的划分.海洋地质研究,(2)

黄汲清等.1987.中国及邻区特提斯海的演化.北京:地质出版社

韩世庆.1982.黔东麻江古油藏的发现及其地质意义.石油与天然气地质,3(4)

赖才根等.1984.中国地层(5):中国的奥陶系.北京:地质出版社

裴文中等.1964.中国的新生界.见:全国地层会议学术报告汇编.北京:科学出版社

新疆石油管理局南疆石油勘探公司等.1990.塔里木盆地震旦纪至二叠纪地层古生物(Ⅰ):库鲁克塔格地区分册.南京:南京大学出版社

新疆石油管理局南疆石油勘探公司,江汉石油管理局勘探开发研究院.1992.塔里木盆地震旦纪到二叠纪地层古生物(Ⅰ):柯坪—巴楚地区分册.北京:石油工业出版社

新疆石油管理局南疆石油勘探公司,江汉石油学院.1995.塔里木盆地震旦纪到二叠纪地

层古生物(Ⅲ):铁克里克地区分册.北京:石油工业出版社

鞠也均等.1985.我国南方晚震旦—早寒武世炭质建造的沉积环境及其与铀矿化的关系.见:国际交流地质学论文集(5).北京:地质出版社

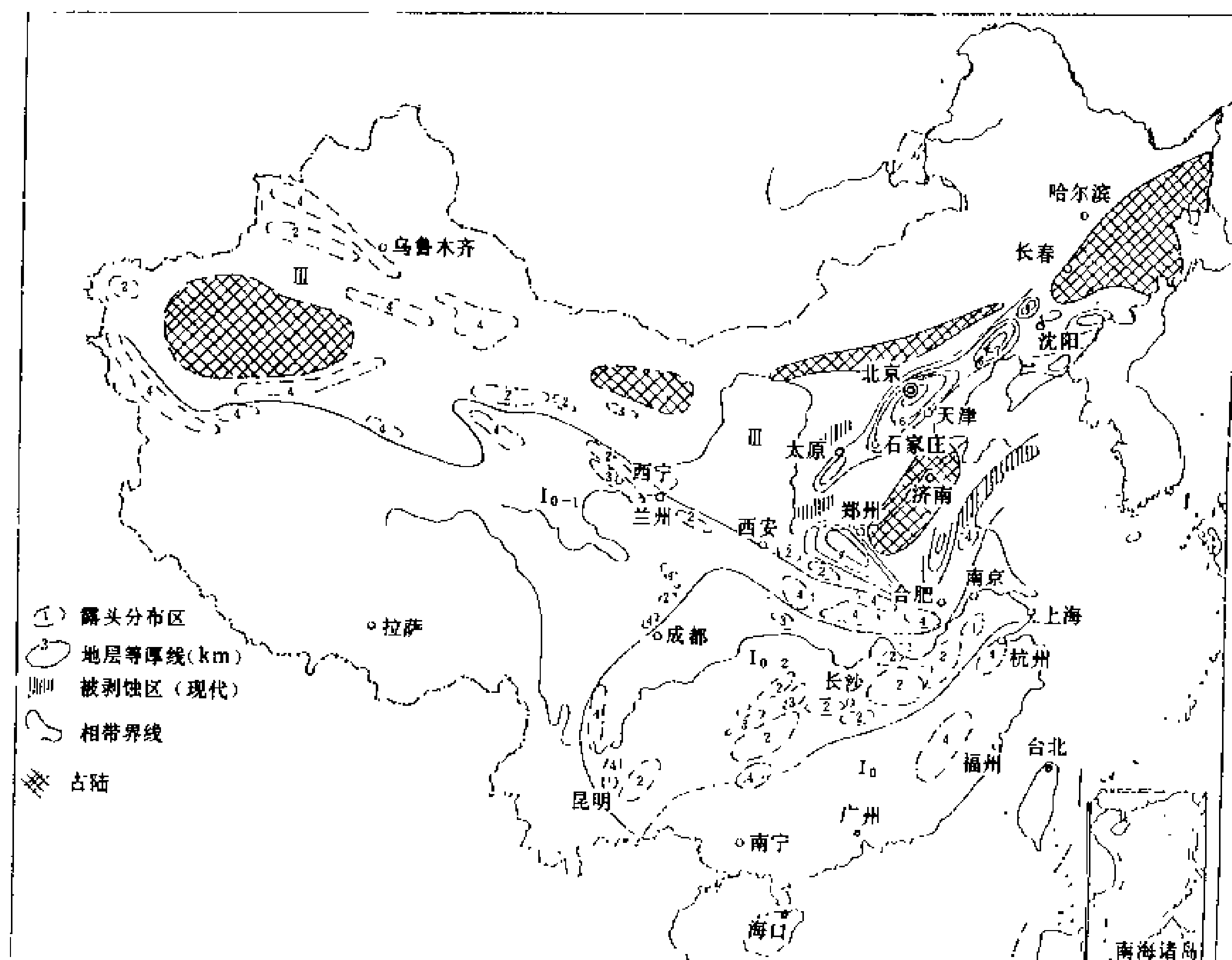


图 3-1 中国中、晚元古代海陆和沉积相展布图

I_0—槽盆相，未细分；I_{0-1}—深槽盆相；I_{0-2}—浅槽盆相；Ⅱ—台地相，未细分；1—上元古界下部露头；2—中元古界上部及上元古界下部露头；3—中元古界露头；4—中上元古界露头

（据关士聪等资料，1985，改编）

带为扬子-塔里木海，南方为华南海。从沉积特征上分析，扬子-塔里木海域属浅海，华南海属深海（图 3-2）。

依晚震旦世的沉积特征，海域可分为滨浅海环境、浅海台地环境和深水环境。滨浅海环境主要出现子古陆和岛屿周缘，沉积物主要为碎屑岩及冰川砾石，偶见少量碳酸盐岩。浅海台地环境可分为局限海台地相、开阔海台地相和台地边缘相，其中开阔海台地相是浅海台地的主体，出现于新疆至四川、湖北及部分下扬子的广大地区，沉积物主要为石灰岩、白云岩和藻白云岩，剖面下部常是碎屑岩和泥质岩。局限海台地相主要见于四川成都至渡口一带，而台地边缘相出现于广西德保—湖南怀化、常德—江西九江—江苏南通一线，是一个狭长的高能环境，两者局限海台地相和台地边缘相岩石类型比较近似。深水环境地处台地边缘相东南，自广东湛江—江西南城—浙江开化、慈溪一线以北，为以硅质岩、泥质岩为主的非补偿盆地的静水沉积区，该线以南为以类复理石为特征的槽盆沉积区。

需要指出，早震旦世的岩石类型与晚震旦世有较大差别。早震旦世在浅水台地区主要为碎屑岩，而碳酸盐岩十分贫乏，在古陆周缘还存在河流环境和大陆冰川环境沉积物。此时的深海

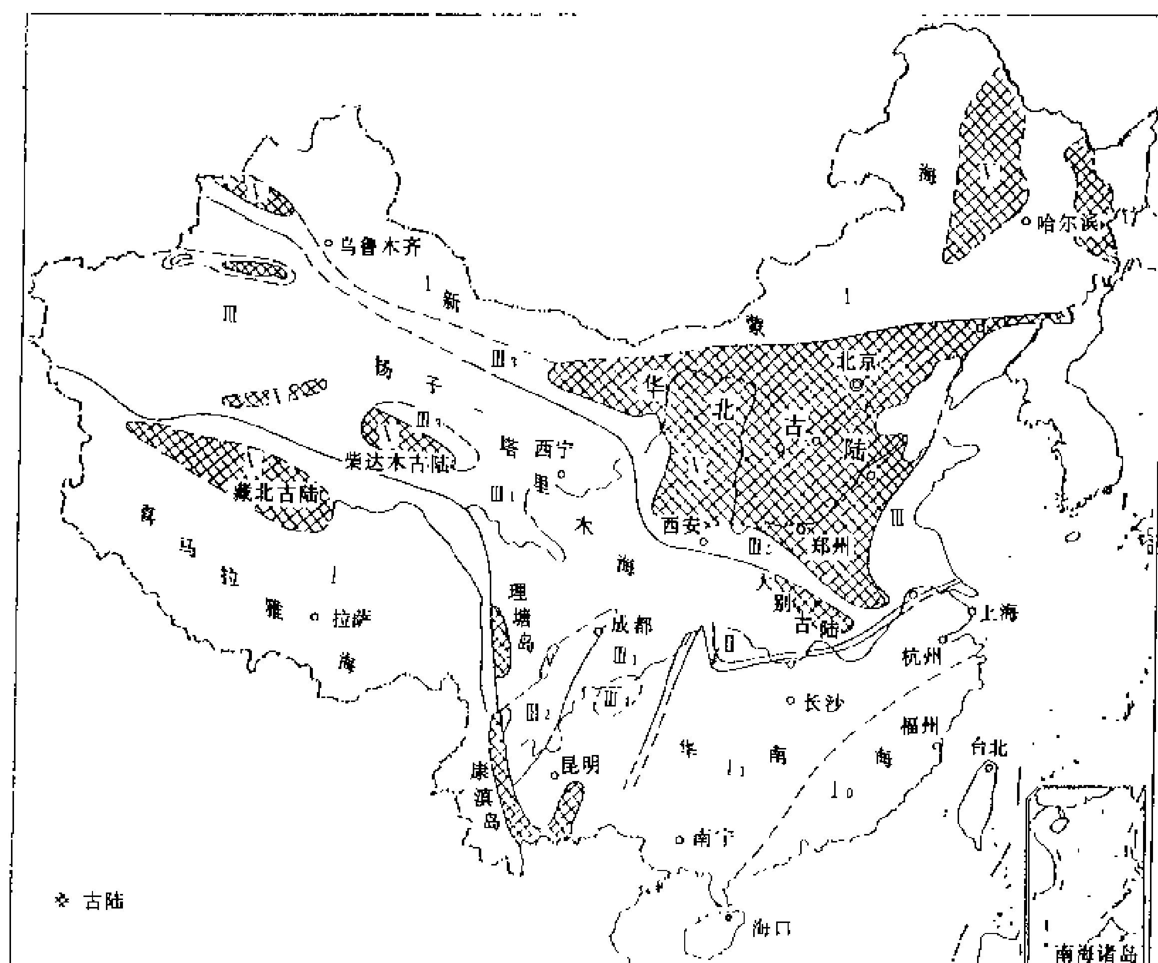


图 3－2　中国晚震旦世海陆和沉积相展布图

Ⅰ—海相，未细分；$Ⅰ_0$—槽盆相；$Ⅰ_1$—盆地相；Ⅱ—台地边缘相；Ⅲ—台地相，未细分；$Ⅲ_1$—开阔海台地相；$Ⅲ_2$—局限海台地相；$Ⅲ_3$—陆地边缘相；$Ⅲ_4$—蒸发台地相(Z_2^2)；Ⅴ—古陆

（据王鸿祯，1986；关士聪，1985 资料，改编）

区也属类复理石沉积，与浅海相邻的湘中一带，存在着海洋冰川沉积。

三、寒武纪

寒武纪海域范围较震旦纪进一步扩大，最为突出的是华北陆沉于水下。同时，华北、扬子和塔里木之间被深水区隔开。中国北方主要有阿拉善陆、东胜陆及阴山-燕北岛；南方主要有松潘陆、康滇陆、大别陆、江南岛及闽浙岛群。海域主要有北方的新蒙海、西南部的喜马拉雅海、西部的塔里木海、中部的祁连-秦岭海、东部的华北海、扬子海和华南海(图 3－3)。

从中、晚寒武世的沉积特征分析，在华北浅海台地范围，除东胜陆以南分布有泥坪之外，主要为浅滩和滩间台地。沉积物主要是各类碳酸盐岩。

扬子浅海台地可分为局限海-陆地边缘、开阔海台地和台地边缘三个相。局限海-陆地边缘相位于云南蒙自—师宗—普格至四川隆昌—达县一线以西，岩石类型多为碎屑岩，碳酸盐岩占的比重较小；贵州都匀—湖南大庸—湖北蒲圻一线为台地边缘相，主要岩石为碳酸盐岩。上述二线之间为开阔海台地相，岩石以碳酸盐岩为主。在浅海台地环境中，早寒武世泥质岩和碎屑岩占的比重很大，滁县一带发育深水碳酸盐岩。

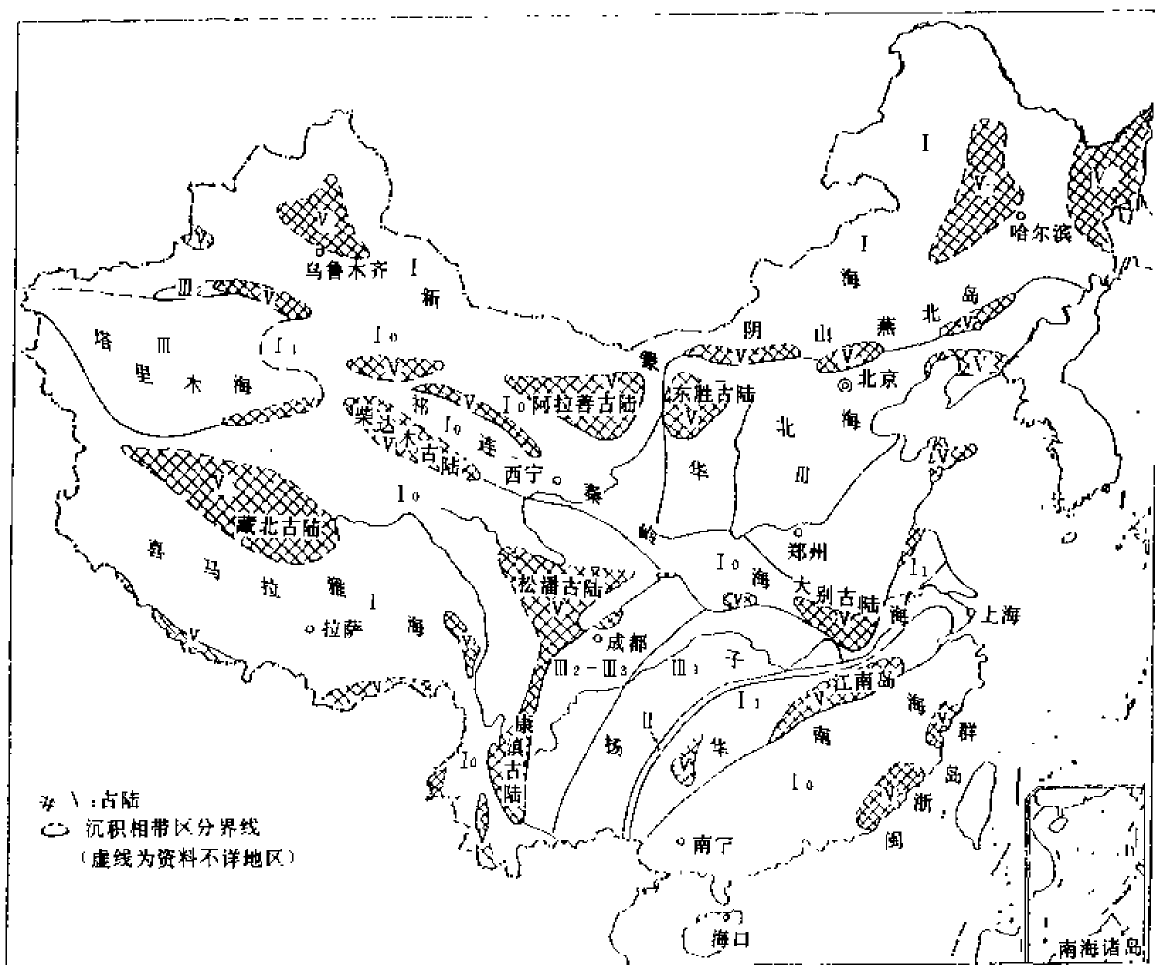


图 3－3 中国中、晚寒武世海陆和沉积相展布图

Ⅰ—海相，未细分；Ⅰ$_0$—槽盆相；Ⅰ$_1$—盆地相；Ⅱ—台地边缘相；Ⅲ—台地相，未细分；Ⅲ$_1$—开阔海台地相；Ⅲ$_2$—局限海台地相；Ⅲ$_2$—Ⅲ$_3$—局限海—陆地边缘相；Ⅴ——古陆

（据王鸿祯，1986；关士聪，1985 资料，改编）

华南海属深水环境，以广西田东—湖南祁阳—江西丰城—玉山一线为界，其北为盆地相，主要为细碎屑岩、碳酸盐岩夹硅质、泥质岩；其南为槽盆相，以碎屑岩类复理石沉积为特征。

塔里木海域基本属浅海台地，但库南1井—满西1井—塔东1井一线以东为深水环境，岩石类型近似于华南盆地相；祁连-秦岭海也属深海环境，为类复理石沉积。

四、奥陶纪

奥陶纪的海陆分布与寒武纪大体相同，只是个别陆地范围缩小，如松潘—康滇陆缩小为川滇岛。但是，早奥陶世之后，华北（包括鄂尔多斯主体）地区整体上升为陆。

奥陶纪的海有新蒙海、喜马拉雅海、塔里木海、祁连-秦岭海、华北海、扬子海和华南海。主要的陆有柴达木陆、阿拉善陆、阴山—燕北陆、大别陆、闽浙陆（图 3－4）。

华北海、塔里木海和扬子海为浅海台地环境；祁连—秦岭海和华南海为深海环境；新蒙海近年见有深海沉积的报道。喜马拉雅海的属性尚不清楚。

扬子浅海台地的相分为 3 种类型：局限海台地—陆地边缘相分布于云南东川—四川自贡

—绵阳一线以西，常见的岩石类型是泥质岩、细碎屑岩、白云岩和石灰岩；该线以东为开阔海-局限海台地相，多为碳酸盐岩和少许碎屑岩组成；广西百色—贵州都匀—湖南常德—江西九江—安徽石台一线为台地边缘相，主要岩性为碳酸盐岩。

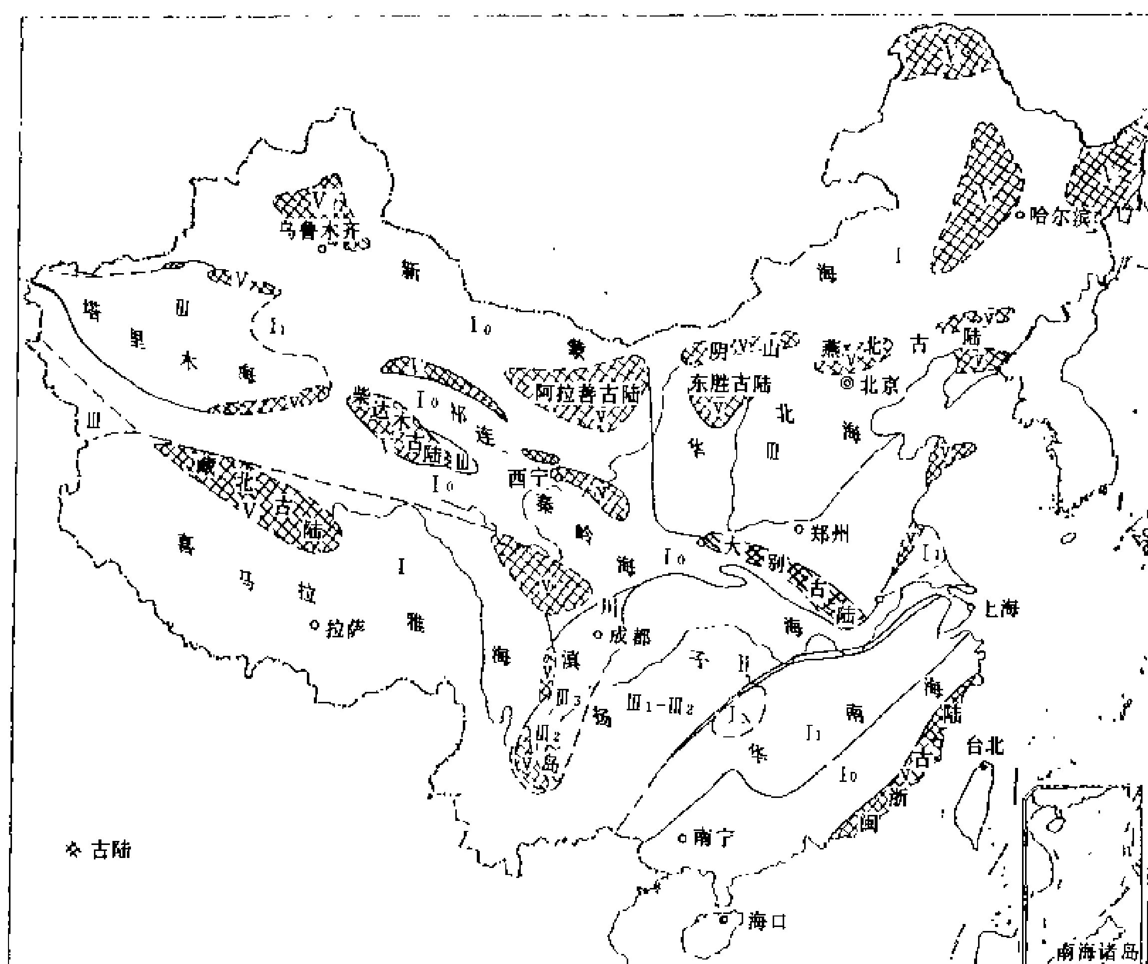


图 3-4 中国奥陶纪海陆和沉积相展布图

I—海相，未细分；I_0—槽盆相；I_1—盆地相；I_N—非补偿盆地相；II—台地边缘相；III—台地相、未细分；III_1—开阔海台地相；III_1—III_2—开阔海—局限海台地相；III_2—III_3—局限海—陆地边缘相；V—古陆

（据王鸿祯，1986；关士聪，1985资料，改编）

华北浅海台地主要为碳酸盐潮坪和开阔海及浅滩相。塔里木浅海台地主要为局限海-开阔海台地相，其沉积剖面主要由碳酸盐岩和碎屑岩组成。

华南海可分出两种深水沉积，广西柳州—桂林—江西赣州—浙江金华一线以北为静海相，以南为槽盆相。前者的岩石主要为泥晶灰岩和泥质岩、细碎屑岩；后者主要为碎屑岩复理石。祁连-秦岭海域也属以沉积碎屑岩复理石为特征的深水环境。塔里木东部库南1井—满西1井—塔东1井以东仍为深水沉积区。

五、志留纪

志留纪的海陆格局大体与晚奥陶世相同。海域主要有新蒙海、喜马拉雅海、塔里木海、祁连-秦岭海、扬子海和华南海。陆地主要有华北陆、藏北陆、柴达木陆、西南陆和闽浙陆（图3-5）。

志留系的岩石特征与其他时代迥异，无论深海区还是浅海区，皆以碎屑岩为主。

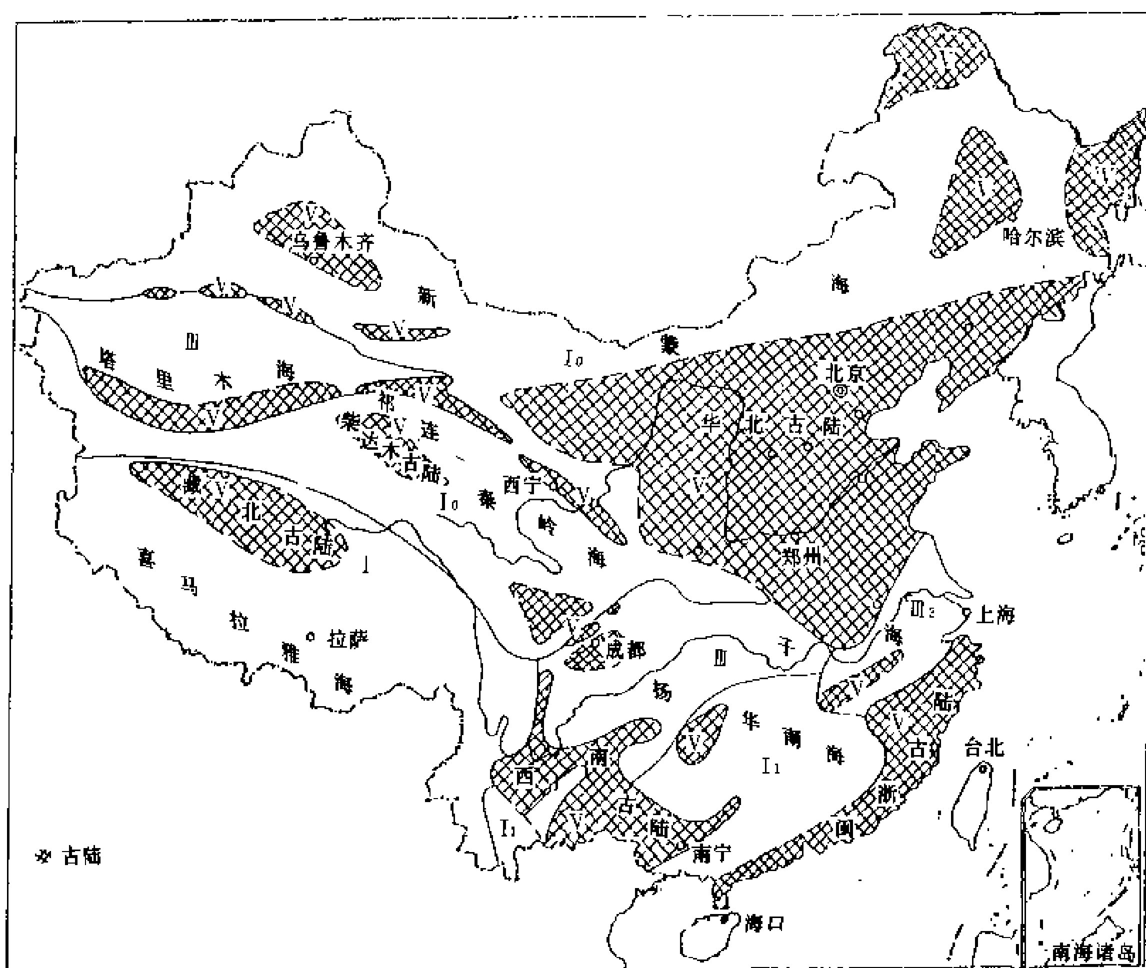


图 3-5　中国志留纪海陆和沉积相展布图

Ⅰ—海相,未细分;Ⅰ$_0$—槽盆相;Ⅰ$_1$—盆地相;Ⅲ—台地相,未细分;Ⅲ$_2$—陆地边缘相;Ⅴ—占陆

(据王鸿祯,1986;关土聪,1985 资料,改编)

祁连-秦岭海和华南海属深水范畴,主要沉积为碎屑岩复理石。塔里木海和扬子海为浅海环境,主要为砂泥坪、混合坪、三角洲及浅海陆棚碎屑岩。在扬子浅海沉积剖面的下部,常见厚100余米的暗色页岩,滇北、黔北一带尚见石灰岩夹层。

六、泥盆纪

志留系沉积之后,在中国大陆范围曾发生大规模的海退。泥盆纪是古生代海域范围最小的时期。泥盆纪的海主要有新蒙海、喜马拉雅海、秦岭海和南方海。新蒙海在早、中泥盆世向西与准噶尔一带的海连为一个海域,至晚泥盆世才退至其东北一隅。南方海在早泥盆世海水仅侵至滇黔桂交界的南盘江一带,中泥盆世向西北扩展至黔南,向东北扩展至湘中粤西一带;至晚泥盆世海域进一步扩大,向西达滇东,向东、向北侵入闽西南、赣西、鄂中,直到下扬子地区。古陆不多,但面积大。华北与塔里木连为一体,构成北方陆;南方最主要是上扬子陆、浙赣陆以及藏北陆。此外,在兴蒙海中,于现在的准噶尔盆地和松辽盆地的位置各有一小块陆地(图 3-6)。

在大陆内部或其周缘,时见陆相的泥盆系,海相泥盆系则主要见于秦岭海和南方海。秦岭海域主要为深水环境,主体部位为厚度巨大的变质碎屑岩夹大理岩及中、基性火山岩,在近古陆的部位为浅水碎屑岩和碳酸盐岩。南方海的深水区主要位于黔南、滇东、广西及湘中、湘南一

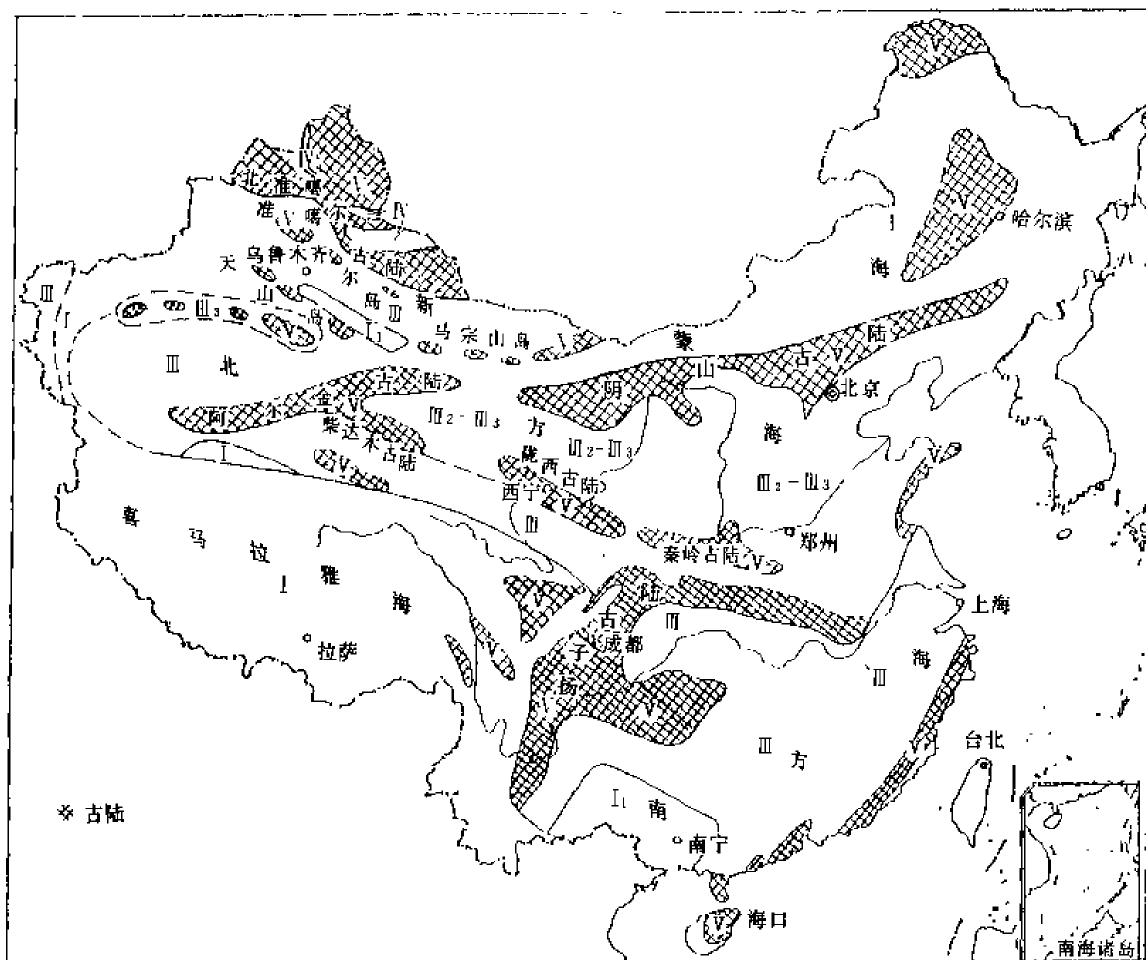


图 3-7 中国晚石炭世海陆和沉积相展布图

Ⅰ—海相,未细分;Ⅰ₀—槽盆相;Ⅰ₁—盆地相;Ⅲ—台地相,未细分;Ⅲ₁—开阔海台地相;

Ⅲ₂—局限海台地相;Ⅲ₃—陆地边缘相;Ⅲ₄—蒸发台地相;Ⅳ—陆相;Ⅴ—古陆

(据王鸿祯,1986;关士聪,1985资料,改编)

槽。孤立台地的岩石主要为块状灰岩、生物灰岩;裂陷槽内主要为泥晶灰岩、页岩和硅质岩。南方海域的其他地区为浅海台地环境,石炭纪早期一般水体混浊,有较多的泥质岩和碎屑岩;晚期水体较清澈,主要为碳酸盐岩。

北方浅水台地主要沉积相为沼泽、三角洲、河口坝、砂坝、海湾泻湖,局部有碳酸盐台地相。塔里木浅水区主要为陆地边缘相、局限海台地相,局部见蒸发台地相,如沙10井周缘。

八、二叠纪

二叠纪的海陆分布与晚石炭世有明显不同,而与晚泥盆世和早石炭世相近。塔里木至华北已连成陆地;而南方却达到海侵的高潮,晚石炭世的陆地大部分沉于水下。

二叠纪的海主要有新蒙海、祁连-秦岭海、喜马拉雅海和南方海。陆区主要是北方陆。

北方陆范围内存在三个较大的陆相盆地,即华北陆盆、准噶尔陆盆和塔里木陆盆。塔里木陆盆西缘的柯坪—和田以西,存在着环陆的浅海台地和深水环境(图3-8)。

华北陆盆主要有河流、沼泽和湖泊三种环境。北部为河流环境,南部为沼泽或湖泊环境。早二叠世早期二者的界限在唐山—太原一线,晚期南移至济南—三门峡一线;晚二叠世早期向南

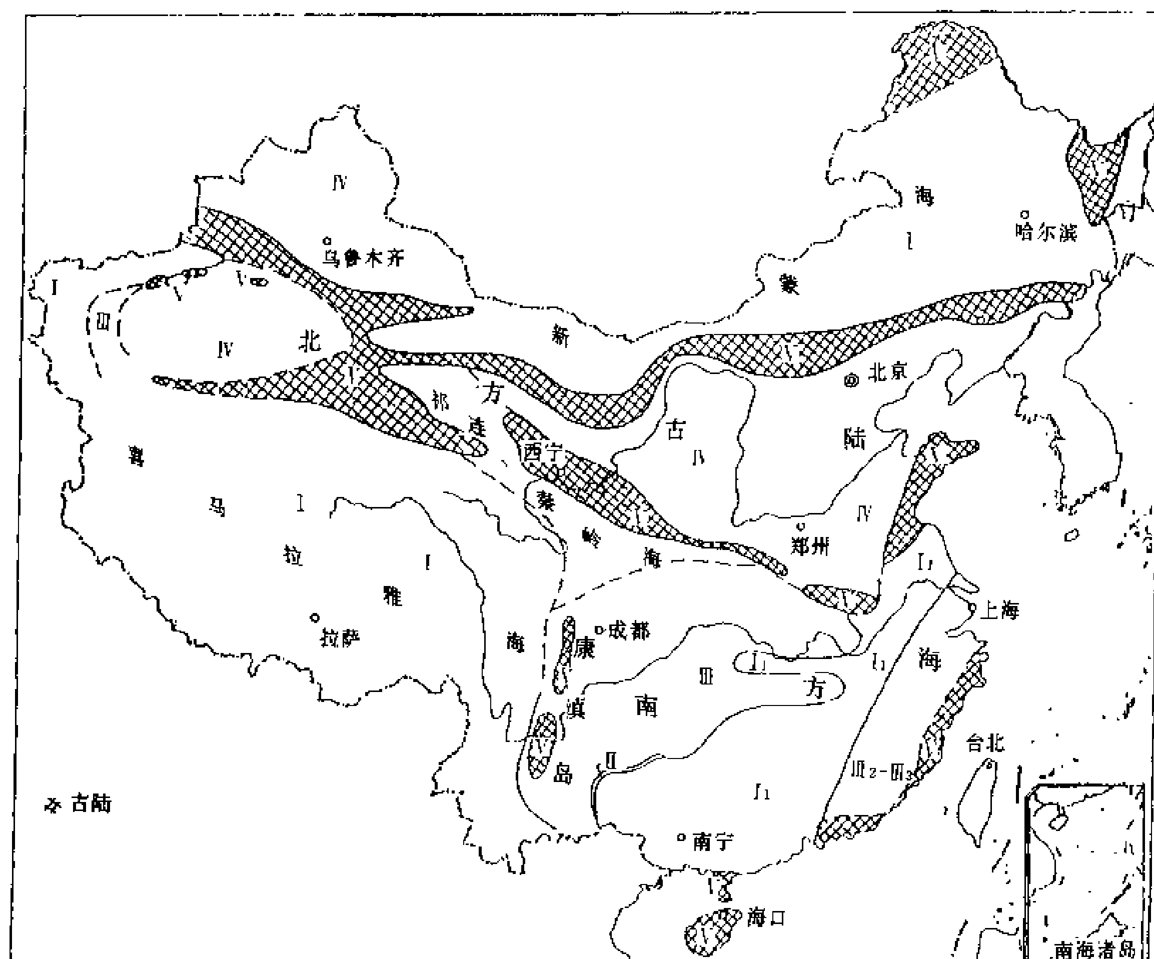


图 3－8　中国早二叠世海陆和沉积相展布图

Ⅰ—海相,未细分;$Ⅰ_1$—盆地相;Ⅱ—台地边缘相;Ⅲ—台地相,未细分;$Ⅲ_2$—局限海台地相;

$Ⅲ_3$—陆地边缘相;Ⅳ—陆相;Ⅴ—古陆

(据王鸿祯,1986;关士聪,1985 资料,改编)

移至郑州—徐州一线,晚期移至临汾—濮阳一线以南,属湖泊环境。

华北地区下二叠统的含煤沉积及西北地区上二叠统的泥岩,是中国陆相沉积中最早期的烃源岩,二叠纪是中国陆相沉积第一次烃源岩发育期。

从早二叠世的沉积特征看,南方海中的南盘江地区至湘中、赣中到下扬子苏皖一带为深水环境。其主要岩石为硅质岩、细碎屑岩和泥质岩。深水区仍呈现孤立台地与裂陷槽相间的格局,一般孤立台地上为纯的碳酸盐岩,裂陷槽内为泥晶灰岩、硅质岩和泥质岩。上述深水区两侧的上扬子和闽浙一带为浅海台地环境,主要为碳酸盐岩,局部见碎屑岩。至晚二叠世,由于东吴运动的影响,环境发生变化,滇东、黔西、川西的沉积和四川、下扬子及东南沿海各省的晚二叠世早期沉积皆属陆地边缘环境。南盘江深水区与早二叠世相似。

九、三叠纪

三叠纪时期,中国北方继续隆升,形成了统一的陆地,构成中国南海北陆的格局。至晚三叠世,南方海域的主体几近消失,仅以海湾的形式残存于鄂中和下扬子区,以及南昌—衡阳、粤东—闽西一带。

从早二叠世沉积环境看，最大的陆是北方陆，其他如唐古拉陆、冈底斯陆、康滇陆、云开陆和浙闽陆等面积较小。北方陆内分布着规模不同的盆地，其中最大的是华北(包括鄂尔多斯及晋冀鲁豫地区)盆地，西北地区有准噶尔、库车和吐-哈盆地。这个时期的海主要有祁连-秦岭海、松潘-甘孜海、羌塘海、藏南海和南方海(图 3-9)。

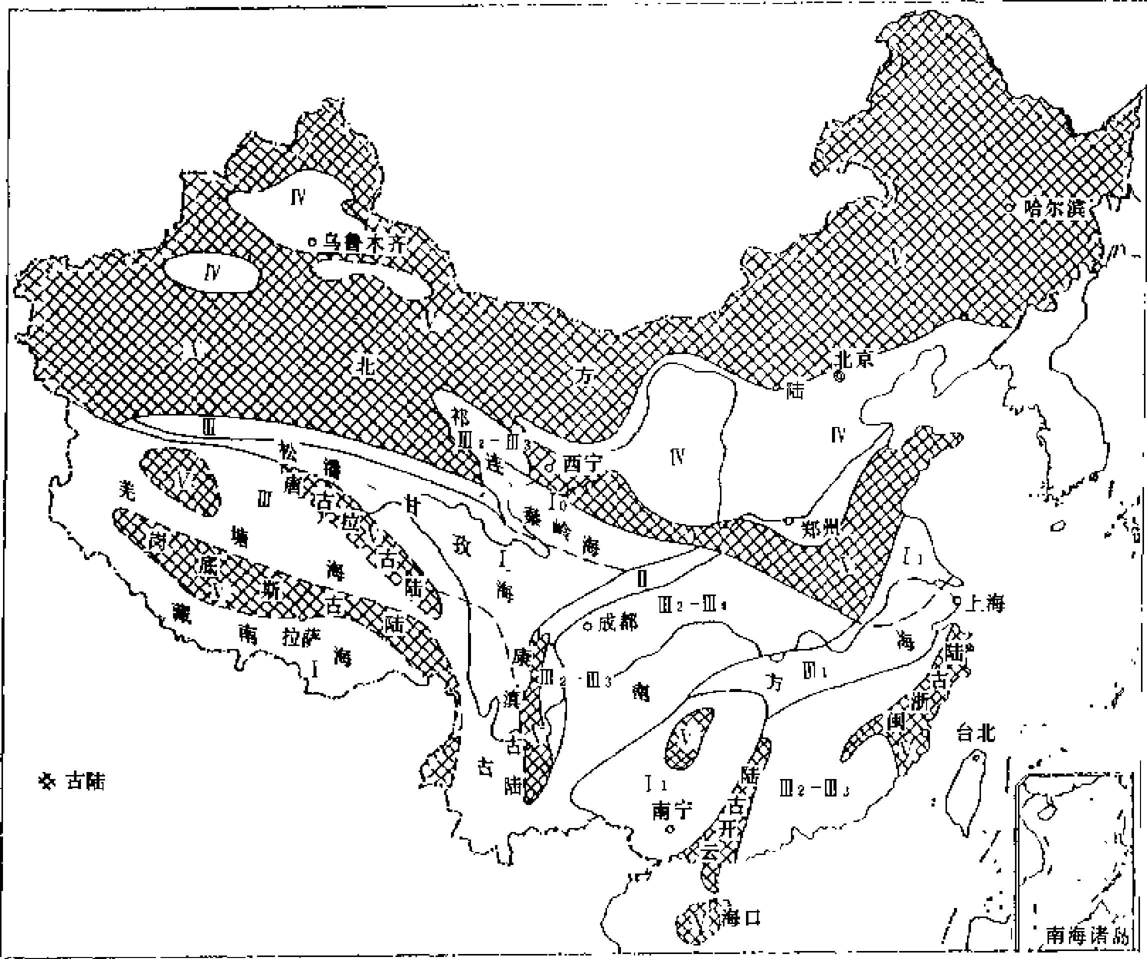


图 3-9　中国早三叠世海陆和沉积相展布图

Ⅰ—海相，未细分；Ⅰ$_0$—槽盆相；Ⅰ$_1$—盆地相；Ⅱ—台地边缘相；Ⅲ—台地相，未细分；Ⅲ$_1$—开阔海台地相；

Ⅲ$_2$—Ⅲ$_3$—局限海台地—陆地边缘相；Ⅲ$_2$—Ⅲ$_4$—局限海—蒸发台地相；Ⅳ—陆相；Ⅴ—古陆

(据王鸿祯，1986；关士聪，1985 资料，改编)

南方海的深水沉积区有两个，一个位于湘西南、黔南和广西境内，常见的沉积物为碳酸盐岩和碎屑岩韵律层；另一个位于苏皖北部，其岩石主要为泥质岩和泥晶灰岩。浅水区有三个，一个位于贵州贵阳－湖南常德一线以西，具局限海和蒸发海的性质，地层剖面中主要为石灰岩、白云岩和石膏，有少许碎屑岩、泥质岩，多见于剖面下部；另一个位于湘东北、赣北、苏皖南部及浙东一带，属开阔的浅海，地层剖面由碳酸盐岩和碎屑岩组成；第三个位于广东茂名－湖南株州以东，江西鹰潭－浙江金华一线以南，也是一个浅水区，剖面中主要为碎屑岩。

此外，松潘-甘孜海域也属深水环境，为一套巨厚的类复理石沉积。

晚三叠世，南方进一步抬升，并与北方联成一片陆地，其上发育近海含煤沉积(四川和楚雄盆地)、海湾含煤沉积(湘粤地区)和内陆含煤沉积(北方)。青藏、台湾和三江地区为海域环境

（图 3－10）。

晚三叠世是我国陆相沉积第二次烃源岩发育期。含油层系主要发育于准噶尔、塔里木、吐－哈、鄂尔多斯及四川等盆地。

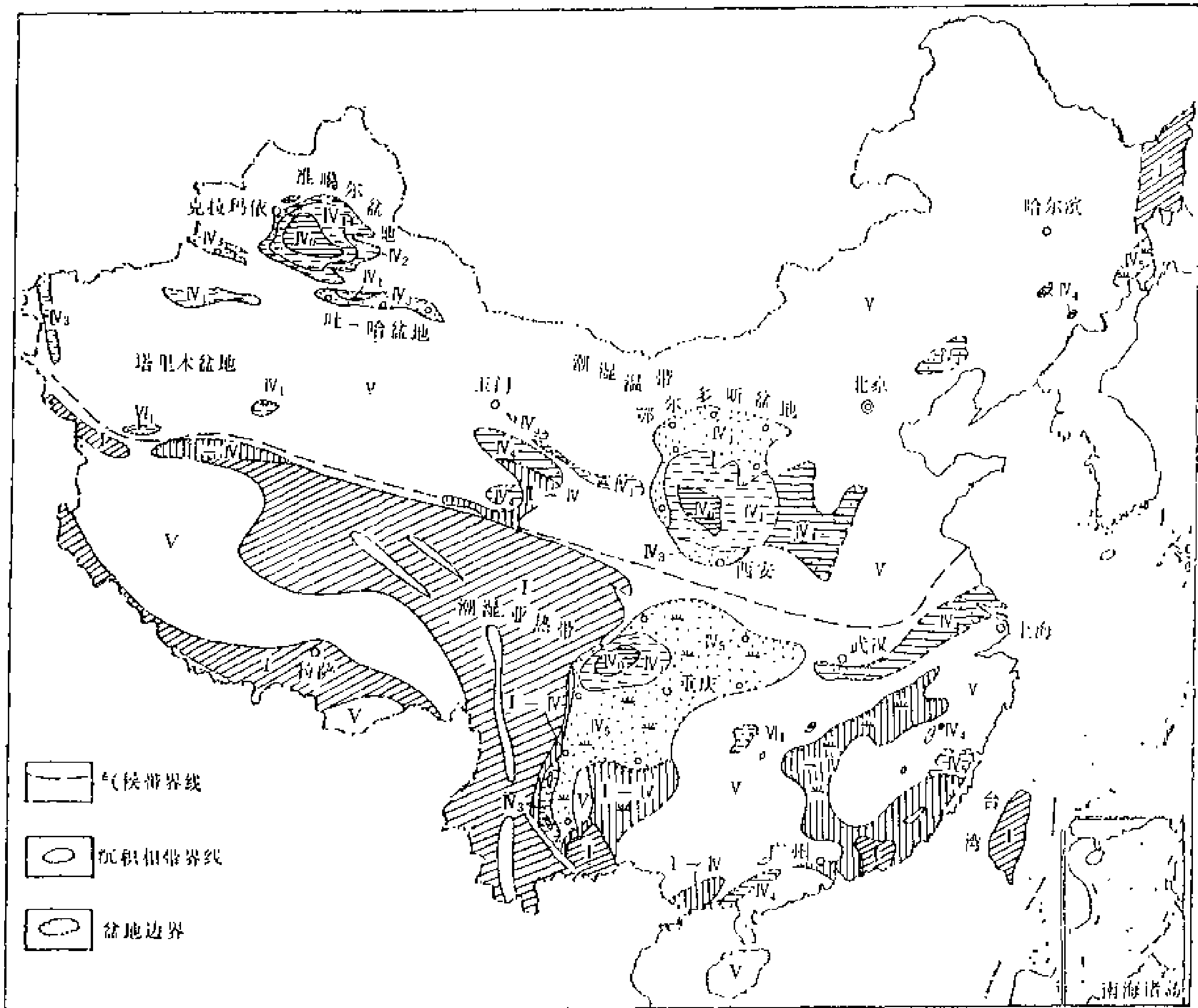


图 3－10 中国晚三叠世沉积相图

Ⅰ—海相，未细分；Ⅰ—Ⅳ—海陆交互相；$Ⅳ_0$—深湖相；$Ⅳ_1$—滨浅湖相；$Ⅳ_2$—扩张滨湖相；$Ⅳ_3$—冲积扇河流相；$Ⅳ_4$—河湖相；$Ⅳ_5$—沼泽相；Ⅴ—剥蚀区

（据尹旭东资料，1987，改编）

十、侏罗纪

早侏罗世中国东部（即大兴安岭－太行山－雪峰山以东）出现一系列北东向至北北东向相互分隔的断陷盆地及火山活动带，西部则以发育大型坳陷盆地为特色。海域仅分布于西藏、东南沿海、台湾及三江地区（图 3－11）。

早侏罗世潮湿气候带广阔，古昆仑－古秦岭以北属潮湿温带，是侏罗纪含煤沉积发育带，向西延伸至中亚；以南则属潮湿亚热带、热带。

西北及中部地区侏罗系分布广泛，沉积类型多样，有稳定克拉通背景上的河流及湖泊沼泽

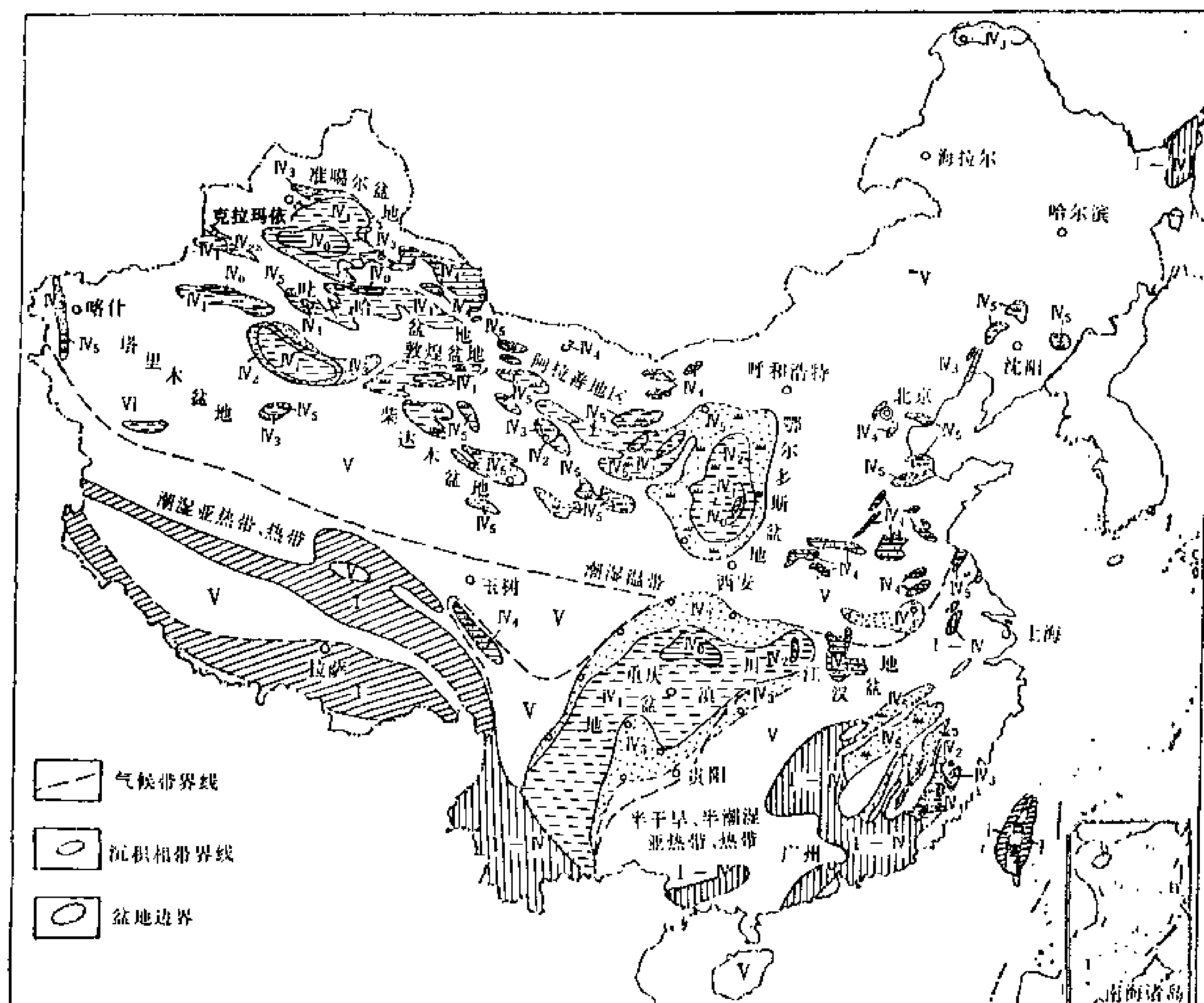


图 3-11 中国早侏罗世沉积盆地沉积相图

Ⅰ—海相,未细分;Ⅰ—Ⅳ—海陆交互相;$Ⅳ_0$—深湖相;$Ⅳ_1$—滨浅湖相;$Ⅳ_2$—扩张滨湖相;

$Ⅳ_3$—冲积扇河流相;$Ⅳ_4$—河湖相;$Ⅳ_5$—沼泽相;Ⅴ—剥蚀区

(据王克玉资料,1987,改编)

沉积(如鄂尔多斯盆地),也有克拉通边缘坳陷带(山前带)沉积(如乌鲁木齐山前坳陷)和古生代褶皱带内部狭长断陷或坳陷盆地沉积(如柴达木盆地北缘断陷、吐-哈盆地)。

在侏罗纪,四川盆地和楚雄盆地连成一片,由于周围山系和高地环绕,属半干旱、半潮湿气候,早、中侏罗世发育河流及滨浅湖紫红色砂岩、泥岩夹石灰岩,在沉积中心发育半深湖—深湖相黑色页岩。

华北—东北地区早、中侏罗世在隆起背景下形成许多分散孤立的断陷,如济阳坳陷的沾化、车镇、惠民地区,黄骅坳陷的北塘、乐亭地区和冀中坳陷的武清地区等,均发育含煤碎屑沉积及红色碎屑沉积。东北地区侏罗系分布局限,在三江和漠河地区发育海相及海陆交互相沉积。

东南地区的侏罗纪盆地受北东向及北北东向构造带及断裂带的控制,在构造隆起带发育

小型山间盆地，粗碎屑堆积，基本不含煤或仅有煤线；较大的坳陷盆地中的碎屑岩粒级较前者细，且夹薄煤层，代表河湖沼泽沉积。粤北湘南为海陆交互相沉积，局部含煤。粤东闽浙沿海和台湾澎湖地区发育砂、泥岩交互的类复理石海相沉积，代表着华南东部大陆边缘沉积类型。

在西藏唐古拉，侏罗系为海相沉积，中、上侏罗统的黑色页岩、生物灰岩厚度达2900m，有机质含量较高，是西藏地区中生代主要生油层。现今的侏罗系是侏罗纪海盆沉积的残留部分。

早、中侏罗世是重要成煤期，也是中国陆相沉积第三次烃源岩发育期，含油气层系主要分布于准噶尔、吐-哈、塔里木、鄂尔多斯、柴达木及四川等盆地。

晚侏罗世除西藏、台湾、三江地区为海域外，广大地区处于隆升状态，发育内陆干旱红色沉积。东南沿海及东北地区有火山喷发活动(图3-12)。

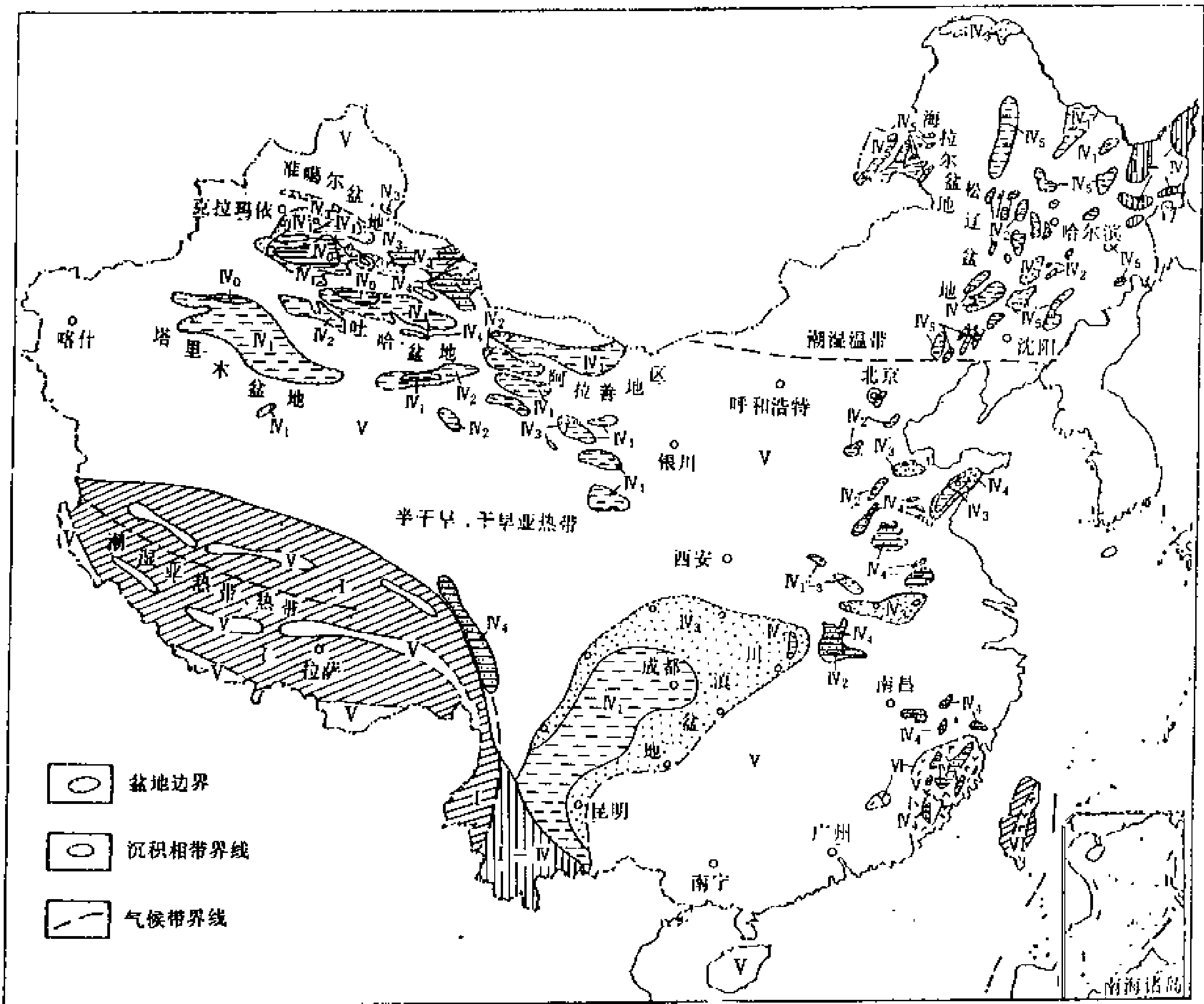


图3-12　中国晚侏罗世沉积相图

Ⅰ—海相，未细分；Ⅰ—Ⅳ—海陆交互相；$Ⅳ_0$—深湖相；$Ⅳ_1$—滨浅湖相；$Ⅳ_2$—扩张滨湖相；$Ⅳ_3$—冲积扇河流相；$Ⅳ_4$—河湖相；$Ⅳ_5$—沼泽相；Ⅴ—剥蚀区；Ⅵ—火山岩分布区；东北地区为J_3—K_1

(据王克玉资料，1987，改编)

十一、白垩纪

晚侏罗世在中国东部发育的火山活动带，早白垩世继续强烈活动。北方潮湿气候带向南扩

张，由胶莱盆地经鄂尔多斯盆地、酒泉盆地至准噶尔盆地出现较为广阔的过渡性（半潮湿半干旱）气候带。南方处于隆升状态，北方是早白垩世主要沉积区（图 3－13）。

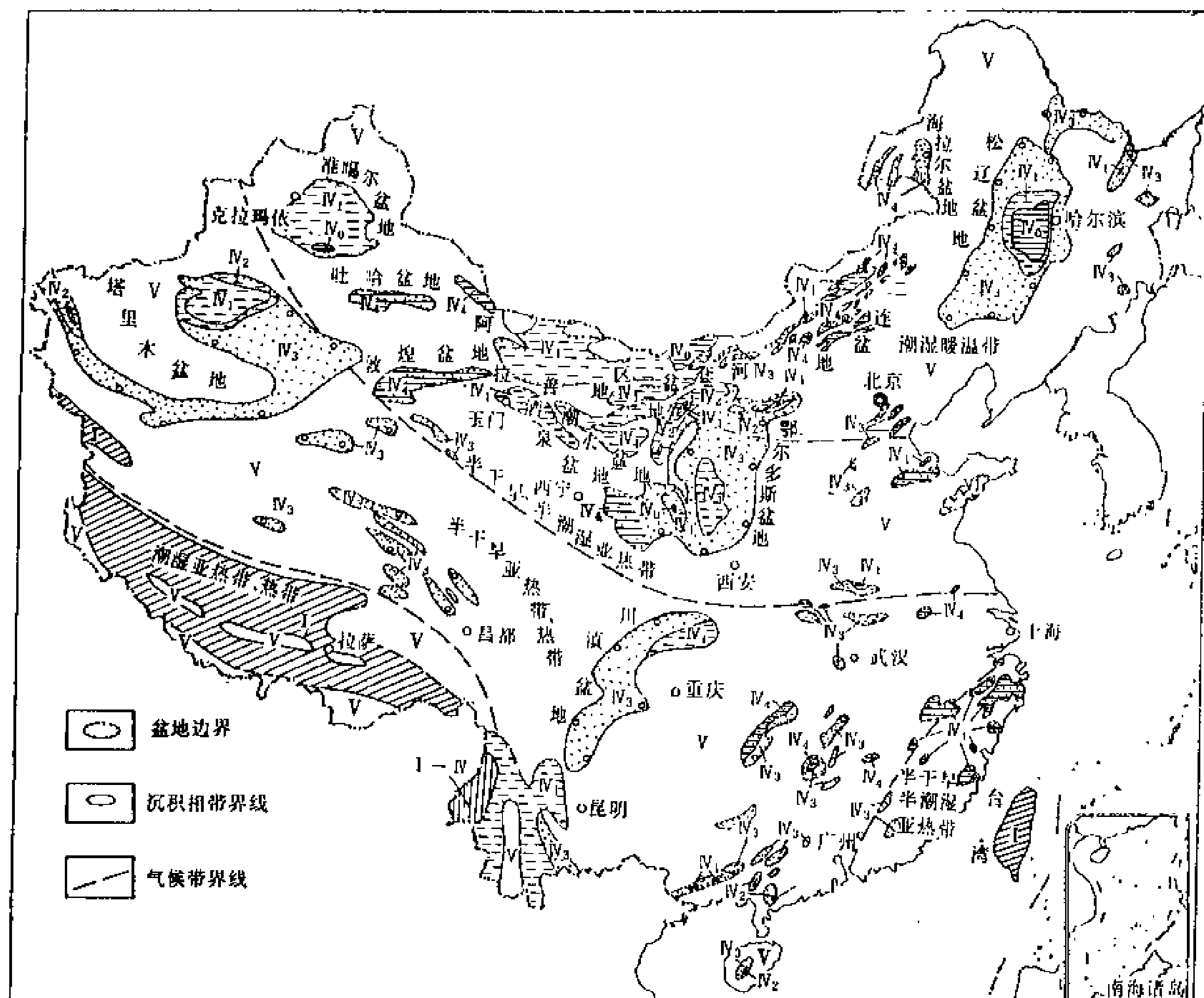


图 3－13 中国早白垩世沉积相图

Ⅰ—海相，未细分；Ⅰ—Ⅳ—海陆交互相；$Ⅳ_0$—深湖相；$Ⅳ_1$—滨浅湖相；$Ⅳ_2$—扩张滨湖相；$Ⅳ_3$—冲积扇河流相；$Ⅳ_4$—河湖相；$Ⅳ_5$—沼泽相；Ⅴ—剥蚀区；Ⅵ—火山岩分布区；松辽盆地沉积相为 K_1^2

（据唐祥华资料，1987，改编）

在断裂与火山活动带及潮湿气候带的双重影响下，内蒙—东北地区出现北东、北东东向中小型断陷盆地群，发育粗碎屑含煤及火山岩，如二连、延吉、海拉尔、松辽、阜新诸盆地。三江地区下白垩统为海陆交互相含煤沉积。二连盆地腾格尔组、海拉尔盆地大磨拐组和阜新盆地沙海组的暗色泥岩属较深湖及湖泊沼泽沉积。早白垩世早中期的湖泊沼泽沉积和较深湖相沉积，代表我国陆相沉积第四次烃源岩发育期。

上述横贯华北—西北地区的过渡性气候带，以发育浅湖灰绿色、杂色沉积为主夹较深湖暗色沉积。较深湖相沉积见于酒西、酒东盆地下白垩统赤金堡组上部及下沟组中部，岩性为灰黑色泥页岩，并见于河套盆地巴彦淖尔群中部，岩性为深灰、灰黑色泥岩。

塔里木盆地至南方诸盆地为红色沉积夹部分杂色沉积分布区，包括山麓粗碎屑冲积扇及河流相棕红色砂泥岩及泥灰岩滨浅湖相，代表干旱气候带沉积。

十二、早第三纪

早第三纪是中国东部大陆裂谷系及大陆边缘盆地中含油气岩系的形成期，因此，这些地区成为第三系主要产油区。

早第三纪气候分异明显，自北而南分为四个气候带（图 3－15）：①北部潮湿暖温带。包括东北大部和内蒙古东北部，气候潮湿，植被繁茂，主要为针叶、落叶、阔叶混交林。发育暗色泥岩及含煤沉积。如三江盆地和抚顺盆地。②半潮湿半干旱亚热带。该带东起渤海湾，西至新疆北

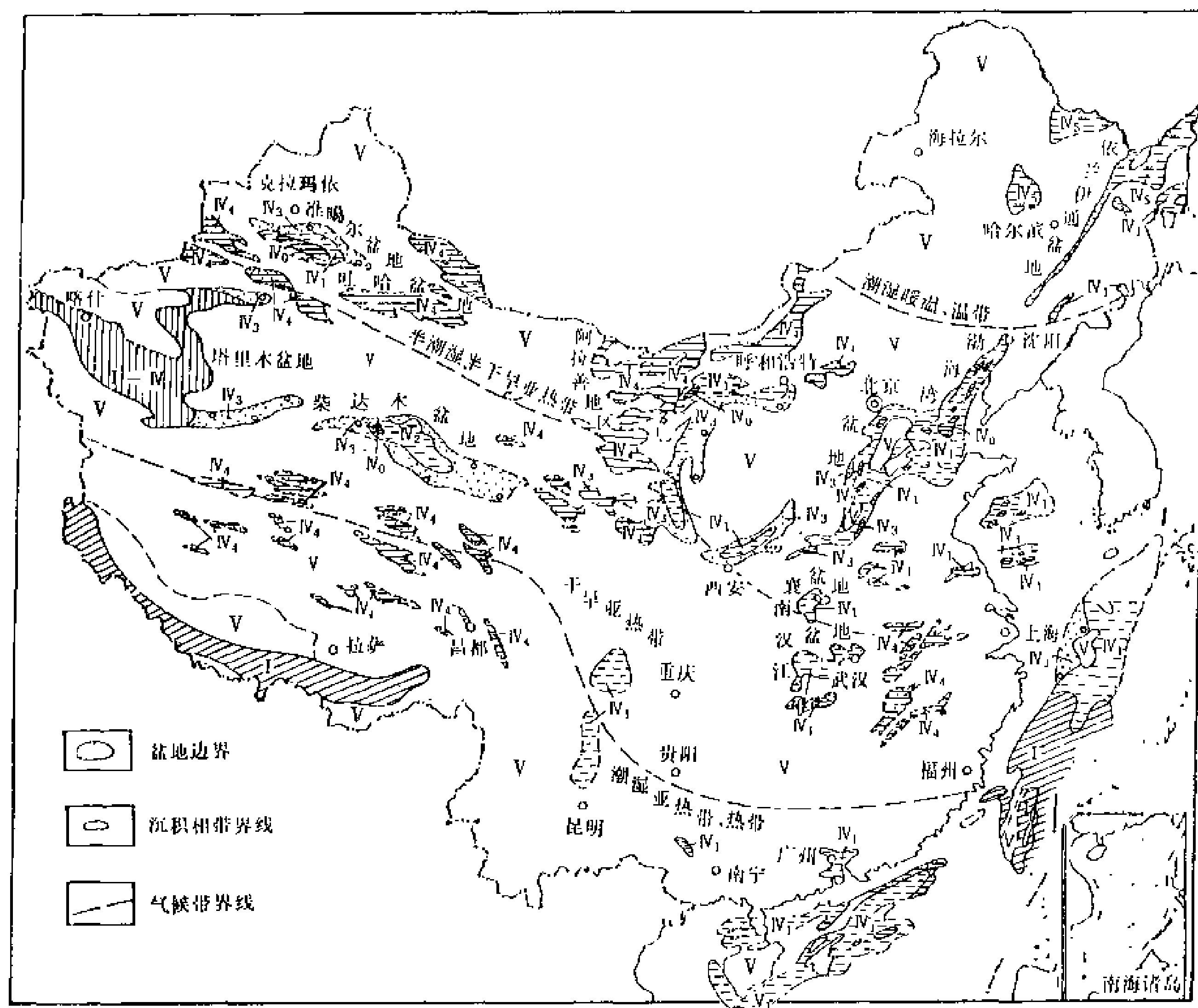


图 3－15　中国早第三纪沉积相图

Ⅰ—海相，未细分；Ⅰ—Ⅳ—海陆交互相；$Ⅳ_0$—深湖相；$Ⅳ_1$—滨浅湖相；$Ⅳ_2$—扩张滨湖相；$Ⅳ_3$—冲积扇河流相；$Ⅳ_4$—河湖相；$Ⅳ_5$—沼泽相；Ⅴ—剥蚀区

（据黎进奎资料，1987，改编）

部。因处于干旱亚热带和潮湿暖温带之间，具有干、湿交替的气候环境，植被面貌为含较多亚热带植物的针叶、阔叶混交林。形成暗色、灰绿色为主的沉积，含煤线或含杂色层。如渤海湾盆地和准噶尔盆地。③干旱亚热带。包括华中地区至青海和新疆南部。因处于亚热带高压和信风经常控制下，高温少雨，属于疏林草原（含大量灌木丛、草类）植被面貌。发育大量红色沉积和盐类沉积，在盆地演化中期的较深水区也有暗色沉积。如江汉盆地、柴达木盆地和塔里木盆地。④

潮湿亚热带、热带。包括华南地区至西藏及广东、广西沿海大陆架。气候潮湿，高温多雨，植被面貌属常绿一落叶阔叶混交林。发育暗色泥岩、油页岩及含煤沉积。如百色盆地、三水盆地、珠江口盆地、北部湾盆地和莺-琼盆地。

区域古地理背景是影响早第三纪沉积的重要因素。位于大陆边缘的台湾、喜马拉雅和塔里木西部为海相沉积，东海盆地为海相及海陆交互相沉积，珠江口盆地、莺-琼盆地和渤海湾盆地为近海陆相沉积。在大陆内部为高地、低地及山系围绕的陆相沉积盆地(图 3－15)。

十三、晚第三纪

晚第三纪，除沿海大陆架和台湾接受海侵外，中国南方和西藏处于隆升状态，北方为主要沉积区。古气候环境具有两分性，西北部属干旱气候区，东北、华北、南方和西藏属潮湿气候区。昆仑山以北，太行山以西分布着众多被山系和高地环绕的河湖相沉积盆地。东部的渤海湾盆地、南华北盆地、苏北一南黄海盆地、南襄盆地、江汉一洞庭盆地等，在早第三纪为断陷型，晚第三纪演变为坳陷型，河系广泛发育。西南高地、横断山区和藏北高地南部受区域性断裂控制，发育小型断陷湖泊沉积及湖泊沼泽沉积(图 3－16)。

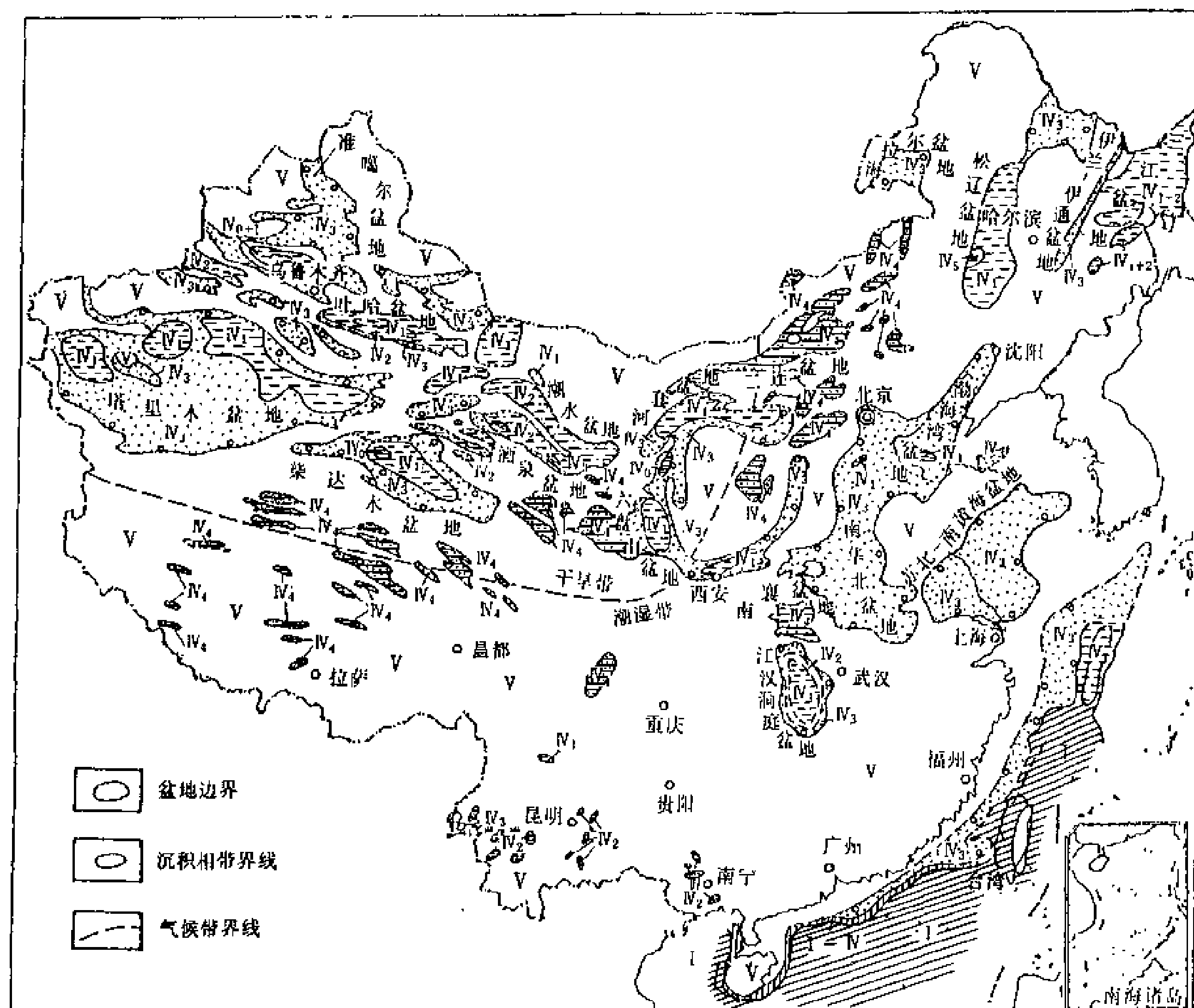


图 3－16　中国晚第三纪沉积相图

Ⅰ—海相，未细分；Ⅰ—Ⅳ—海陆交互相；$Ⅳ_0$—深湖相；$Ⅳ_1$—滨浅湖相；$Ⅳ_2$—扩张滨湖相；$Ⅳ_3$—冲积扇河流相；$Ⅳ_4$—河湖相；$Ⅳ_5$—沼泽相；Ⅴ—剥蚀区

(据高延新资料，1987，改编)

更新世的中国大陆古地理面貌在晚第三纪格局基础上有了新的发展，逐步形成西高东低、呈阶梯状下降的地势及海陆分布轮廓，长江、黄河等现代主要水系也相继产生。

由于印度板块与欧亚板块的碰撞，贺兰山－龙门山以西地区大幅度隆升，形成第一级地形，昆仑山以北山系与盆地相间，山前地带冰水及洪积粗碎屑堆积广布，盆地内部多为沙漠或戈壁，湖泊小而浅。青藏高原北部的柴达木盆地中部湖区面积较大，湖泊四周为洪积粗碎屑堆积。更新世早期至晚期气候由温暖潮湿转向寒冷干燥，湖泊水体性质也由淡水向半咸水、咸水转变。

位于贺兰山－龙门山以东，大兴安岭－太行山－雪峰山以西的中部地区属第二级地形。北部山系与黄土高原间互，在高原的背景上分布着一系列大小湖泊，其展布一般受断裂的控制。南部为秦岭、四川盆地和云贵高原。四川盆地龙门山山前带发育洪积粗碎屑堆积，盆地内部为红色砂土。云贵高原西部沿断裂带发育断陷湖泊。

大兴安岭－太行山－雪峰山以东为第三级地形，松辽平原、华北平原和华南低山、丘陵分布其间。平原上分布着大小湖泊，湖泊四周为河流及冲积扇粗碎屑堆积。

沿海地区经历多次的海水进退，于松辽盆地南缘、华北平原东部、长江中下游和苏北平原，以及东南沿海，发育海陆交互沉积，台湾省沿海经常遭受海侵。

第二节　陆相沉积体系

盆地古地形对陆相沉积体系的发育起着重要的控制作用。从盆地周边物源区至盆地内部深湖区发育多级地形：第一级，盆地周边山系和高地，是盆地外部物源区。第二级，盆地边缘山前斜坡及盆地内部高地——隆起区（带）。当盆地整体沉降时，后者为沉积区，抬升期是盆地内部剥蚀区。第三级，盆地内部低地（凸起），在湖盆发展早期和水退期是湖中岛，在湖泊水侵期是水下隆起。第四级，湖滨平原及滨浅湖区。第五级，深湖区。

沉积盆地从区域构造特征分为两大类。

一是以整体稳定升降为特征的大型坳陷盆地。地形开阔而平缓，在主要水系分布区，从第一级地形的边缘至第五级地形，大致可以发育 7 种成因沉积相带，即冲积扇带、辫状河冲积平原带、曲流河冲积平原带、三角洲分流平原带、三角洲前缘带、三角洲前缘斜坡低部位和前三角洲浊积砂体带，以及深湖薄层席状浊积砂体带。

二是以强烈差异升降为特征的断陷盆地。受多级断裂活动影响，地形变化急剧，坡降大，沟谷连绵，以发育各种类型的粗碎屑岩为特色。在其陡坡带，毗邻山系或高地，常发育冲积扇、扇三角洲或近岸湖底扇（水下扇）；在其缓坡带则常见辫状河三角洲，有供给水道湖底扇（水下扇）；在其轴向发育低弯度曲流河及其三角洲；在非三角洲沿岸浅水区及水下隆起区出现滩坝沉积。

大型坳陷盆地相带发育完整，相带较宽，分异清楚。断陷型盆地则岩性厚度变化快，相带狭，分异情况较差。

不论是坳陷盆地，还是断陷盆地，其岸区坡度通常是不对称的。因此，在具有稳定湖区的沉积盆地，其古地理环境有三分性，即陡坡带、缓坡带和深陷带。一个沉积盆地或次级沉积坳陷就是一个沉积单元，受物源区性质、水系分布及盆地地形的控制。在不同古地理背景下，同一盆地有不同的沉积体系。在相似的古地理背景下，不同盆地却有相似的沉积体系。

古气候对陆相盆地的沉积类型影响明显，如潮湿气候带普遍发育沼泽沉积，干旱气候带则

常见盐类沉积。

在沉积盆地的不同演化阶段，由于构造活动状况不同，碎屑物质供给速度有别，湖盆沉降速率及湖平面升降发生节奏性和突发性的变化，所以在不同沉积阶段，沉积相类型有着相应的变化。

盆地演化早期，地形高差大，碎屑物质供给多且快，湖泊水浅面积小，所以冲积扇、河流相及滨浅湖相发育，有时有沼泽相和盐湖相。

盆地演化中期的湖盆扩张阶段，盆地发生强烈沉降，湖广水深，以发育湖底扇（洪水浊流）为特征。盆地演化中期的稳定沉降阶段，浅水区常发育碎屑岩滩坝、碳酸盐岩滩坝和生物礁。盆地演化中期的湖盆收缩阶段，发育三角洲、辫状河三角洲和扇三角洲。

盆地演化后期，发育河流三角洲和大面积河流冲积平原。

在中国，陆相盆地主要发育于中、新生代，有5大沉积体系，其沉积体系及次级相带划分见表3-1。

表3-1　陆相沉积体系及相带划分表

沉积体系（相）		类型	亚相	微相及砂体
Ⅰ	冲积扇体系	干旱扇 湿地扇	扇根 扇中 扇端	主槽，侧缘槽，槽滩，漫洪带 辫状沟槽，漫流带
Ⅱ	河流体系	辫状河 网状河 曲流河	河道 溢岸	河床滞留沉积，边滩（点坝），心滩 天然堤，决口扇，泛滥平原，牛轭湖
Ⅲ	三角洲体系	普通三角洲 扇三角洲 辫状河三角洲	平原 前缘 前三角洲	分流河道，分流河道间 水下分流河道，河口坝，席状砂
Ⅳ	湖泊体系	淡水湖 半咸水湖 盐湖	滨湖 浅湖 半深湖和深湖 湖湾	碎屑岩滩坝 碳酸盐岩滩坝 生物礁 水下扇（湖底扇）
Ⅴ	沼泽体系	内陆沼泽 滨海沼泽		

一、冲积扇体系

在含油气盆地中，冲积扇体系是较常见的油气储层。形成于干旱气候的称干旱扇，潮湿气候的称湿地扇。在沉积盆地的演化史中，冲积扇常见于旋回的早期或晚期。

在干旱、半干旱气候环境中，湖盆深水区范围较小，浅水沉积及水上红色、杂色沉积广泛分布，干旱扇十分发育，并以含较多的泥石流沉积为特征。在潮湿气候区的湿地扇，以河流水携沉积为主，沉积物较前者分选性好。

中国含油气盆地中重要的冲积扇带，有准噶尔盆地西北缘早、中三叠世冲积扇带，柴达木盆地西北缘阿尔金山前冲积扇带，渤海湾盆地西缘太行山东麓冲积扇带和北缘燕山南麓冲积扇带，以及黄骅坳陷南部孔店地区始新世冲积扇带等。

准噶尔盆地西北缘早、中三叠世克拉玛依组冲积扇砂体，是克拉玛依油田的主要储层，该冲积扇带沿盆地西北缘毗邻叠加成冲积扇裙带，面积 400km²(图 3-17)。

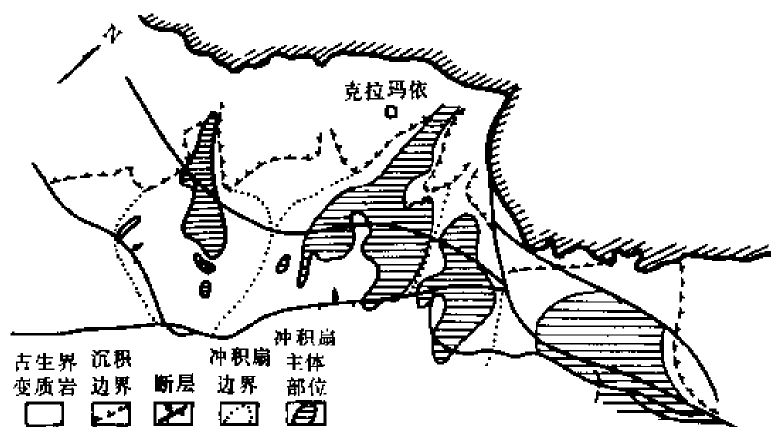


图 3-17　克拉玛依油田三叠系冲积扇分布图
(据张纪易,1981)

该冲积扇带以半干旱半潮湿气候类型为主，沉积相带发育完整，分扇根、扇中和扇缘三个亚相，其末端进入湖中。扇根是冲积扇顶端限制性河道部分，主要由块状混杂堆积砾岩、具递变层理砾岩和砂砾岩组成，砾石呈次棱角至次圆状，局部见叠瓦状排列，颗粒支撑及砂泥支撑，冲积层理发育。扇中为向外扩散的辫状河道发育区，主要由递变层理砾岩、交错层理和平行层理砂砾岩、砂岩组成。辫状河道间为紫红色泥质砂岩和泥质粉砂岩。扇缘由薄层细砾岩、砂岩和泥质粉砂岩组成，具交错层理和平行层理，代表更小的辫状河道及漫流沉积。扇缘沉积以外为湖相深灰色砂质泥岩。

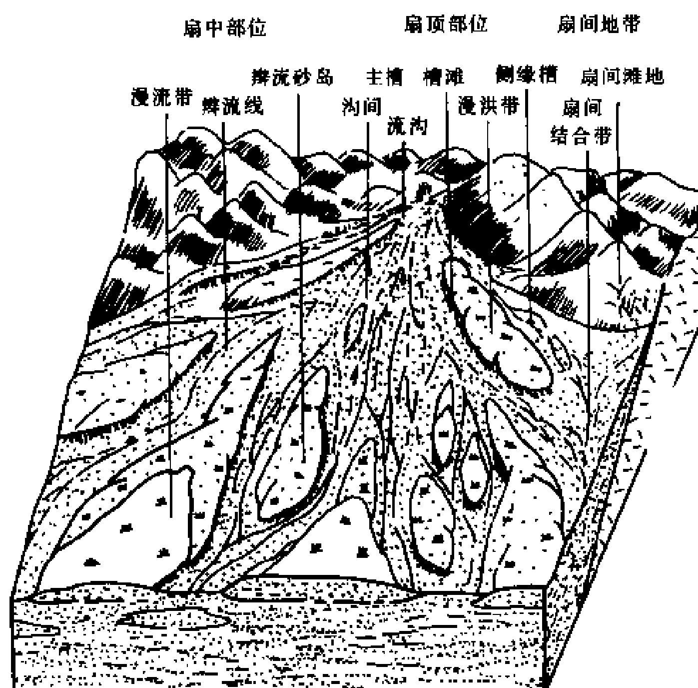


图 3-18　克拉玛依油田冲积扇微相划分图
(据张纪易,1981)

沉积学专家对该区冲积扇砂体作了仔细研究，结合地面露头及现代沉积观察，对冲积扇进行了微相划分(图 3-18)。

渤海湾盆地始新世早期气候干燥，旋回底部冲积扇发育，例如，黄骅坳陷南部枣园油田主要储层为冲积扇，其末端进入膏盐湖区。该冲积扇为一个向上变细的层序，厚度约 10m，自下而上为：①灰绿色、紫红色砾质泥岩及混杂砂砾岩，砾石直径 3～6cm；②块状砂岩及交错层理砂岩；③薄层波状交错层理粉砂岩；④块状红色泥岩，代表由扇根—扇中—扇端的退积层序。

不论在干旱气候，还是潮湿气候条件下，冲积扇在垂向上都由多次洪泛砾岩、砂砾岩叠加组成。其结构有向上变细和向上变粗两种。各次洪泛事件沉积物的粒度、分选性和泥质含量的多变性，使冲积扇的孔隙度和渗透率变化很大，非均质性严重。

二、河流体系

在陆相沉积盆地中，河流体系最为常见。大型坳陷盆地地形开阔，坡降较小，河流水系源远流长，冲积平原广阔，在冲积扇和三角洲之间发育辫状河和曲流河沉积，例如松辽盆地北部的白垩纪河流沉积体系。而断陷盆地或山前狭长形坳陷盆地，地形坡降大，物源近而充足，河流流程较短、流量大，在其斜坡带以发育辫状河为特色，沿轴向有时发育低弯度曲流河，例如中国东部断陷盆地及西部山前坳陷盆地。

1. 辫状河相

渤海湾盆地上第三系下部馆陶组以辫状河沉积为主，厚度400m左右，为厚层块状砂砾岩夹杂色泥岩。沉降中心和沉积中心位于渤中凹陷，盆地周围受山地和高地环绕，北有燕辽山地，西有太行山地，南为鲁西山地，东有胶东高地。盆地发育早期有较大坡降，来自周边山地的大量粗碎屑，一部分堆积于山前地带，大部分由辫状河和低弯度曲流河带入盆地内部。辫状河水道的分支和迁移形成心滩坝。一个较为完整的心滩坝厚度为20～30m，其沉积层序自下而上为：①灰色块状砾岩、砂砾岩，含泥砾，与下伏杂色泥岩成侵蚀突变接触，属河道底部滞留沉积；②灰白色槽状交错层理，含砾粗砂岩和粗中砂岩，代表砂坝下部沉积；③灰白色具断续波状交错层理细砂岩，属砂坝上部沉积；④棕红色块状泥岩，含植物根，属泛滥平原沉积(图3-19)。

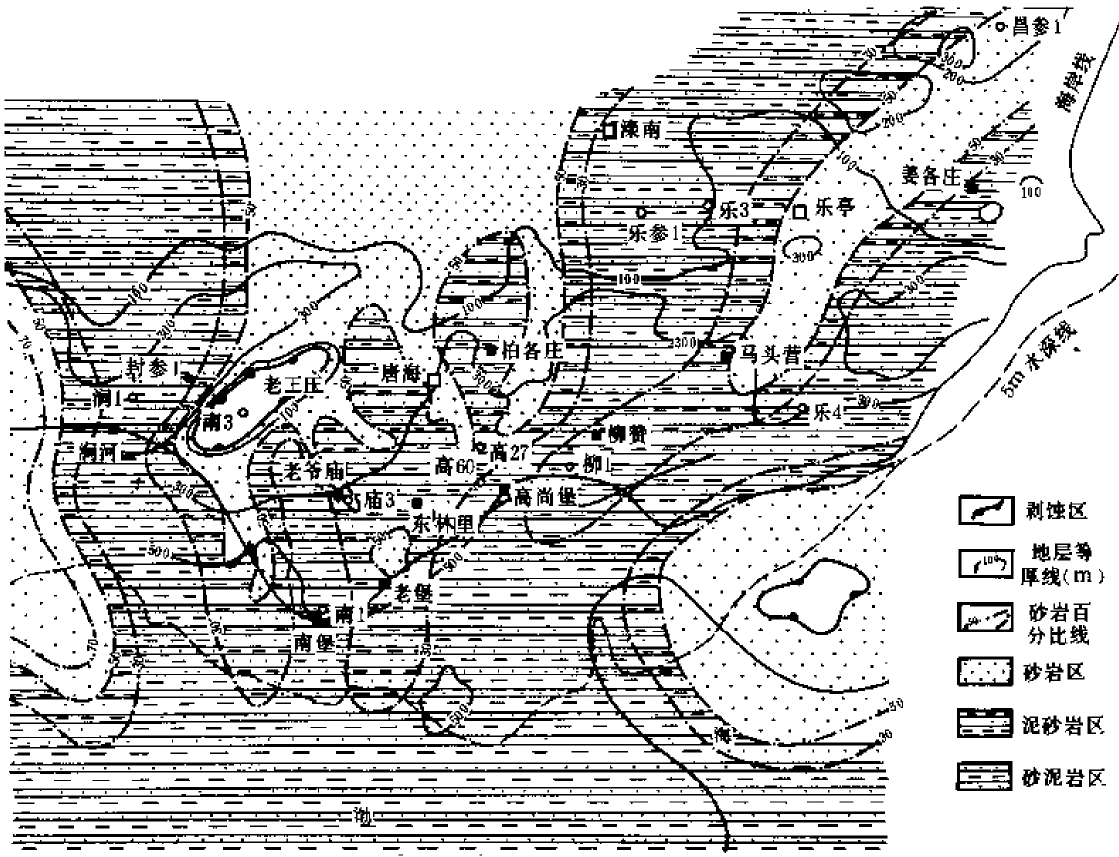


图3-19 黄骅坳陷冀东地区上第三系馆陶组辫状河沉积相图

辫状河沉积在垂向上是多次砂砾岩频繁叠加，在剖面上呈上平下凸的槽形砂体，在平面上砂体形态呈条带状。辫状河心滩坝（包括纵向坝、横向坝和废弃河道）组合成连片的砂砾岩连通体，与大型圈闭相配合，是形成大油田的重要地质条件。

辫状河心滩坝基本沉积方式是垂向加积，层内垂向上的粒序变化反映各次洪泛事件能量大小的变化。一般泥质夹层少，非均质性较小。

2. 网状河相

鄂尔多斯盆地于晚三叠世末期整体抬升，遭受剥蚀，侵蚀面上发育高地与沟谷相间的地形。下侏罗统富县组是沉积于剥蚀面上的网状河流沉积，特点介于辫状河与曲流河之间。因受粘性岸质限制，多数河道比较稳定，以河道坡降较小、宽深比小为特征（图 3－20）。

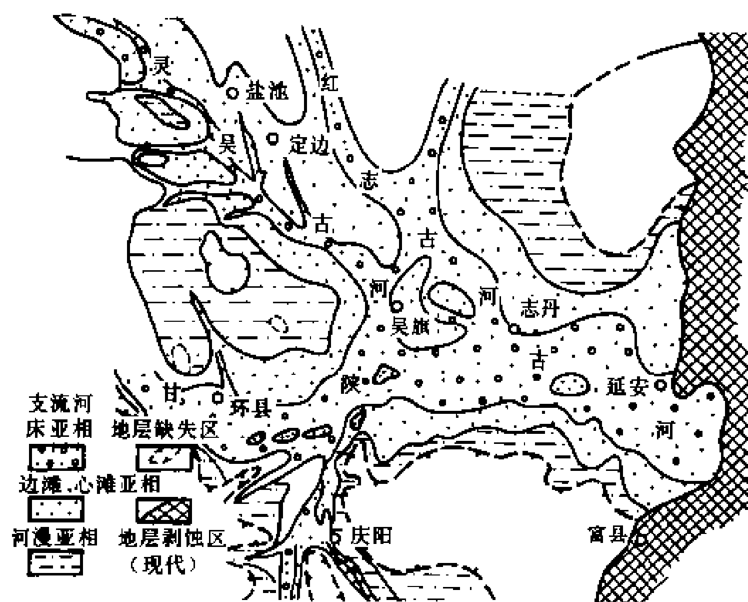


图 3－20　鄂尔多斯盆地下侏罗统富县组延 10 层（J_1y^{10}）河流相分布图

（据长庆石油勘探局资料，1983）

其沉积层序特征总体上是一个下粗上细的正旋回，下部为块状砾岩、砾状砂岩，向上渐变为槽状交错层理砂砾岩和粗砂岩，板状交错层理及平行层理中、细砂岩，灰色粉砂岩含碳质纹层。该正旋回沉积又由若干正韵律组成，每一个小韵律底部粗，向上变细，但差别不大。溢岸沉积厚度很薄，说明砂体是在突发性洪泛时填积于河谷内而成。几乎不见层内泥砾，说明岸质较为稳固，限制性河道砂体呈带状。由于下降和填积保持平衡，故砂体厚度可以大大超过河流深度，即砂体宽厚比远比河道宽深比小。

网状河砂体几何形态都是 200～400m 宽的狭条带，侧向连续性很差。

一次洪泛事件的沉积（即一个小正韵律）厚 1m 左右。每个小韵律粒级差别很小，渗透率下高上低，但非均质程度弱。

3. 曲流河相

松辽盆地上白垩统姚家组一段的葡萄花油层，属于高弯度曲流河相。其沉积区距物源区约 200km，坡降 0.4～0.5m/km。岩性组合具完整向上变细层序，底部为冲刷面，其上为含砾中砂岩，含磨圆泥砾。向上为中砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩和紫红色、灰绿色泥岩。相应的沉积构造，自下而上由规模较大的板状或槽状交错层理，转变为规模较小的波痕交错纹层、平行

纹层和块状层理的顶积层。一个点坝层序一般厚 5～7m，由 3～5 个小型正韵律组成，自下而上逐个韵律厚度减薄，粒级变细。下部小韵律之间泥岩夹层薄，上部则出现明显的泥质粉砂岩、粉砂质泥岩夹层，反映侧积体在剖面上逐个叠加(图 6－7)。

根据密井网勾绘出的曲流河砂体的几何形态，一般表现为剖面上明显的不对称，且平面上不同位置的剖面不对称形态不同，砂体平面显示弯曲边缘。

三、三角洲体系

三角洲体系最主要的沉积特征，是在平面上具有三带，即三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲；垂向剖面上具有三层结构，从上而下，也是三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲。根据分布位置、沉积环境和三层结构发育程度的不同，三角洲体系可分为以下三种类型(表 3－2)。

1. 普通三角洲相

普通三角洲相位于河湖过渡带及浅湖环境，面临深湖区，多发育于大型坳陷湖盆的轴向部位。如松辽盆地北部晚白垩世沉积体系中的三角洲相(图 3－21)，以及鄂尔多斯盆地东北部上三叠统、柴达木盆地东部第三系和渤海湾盆地下第三系东营组发育的三角洲相等。

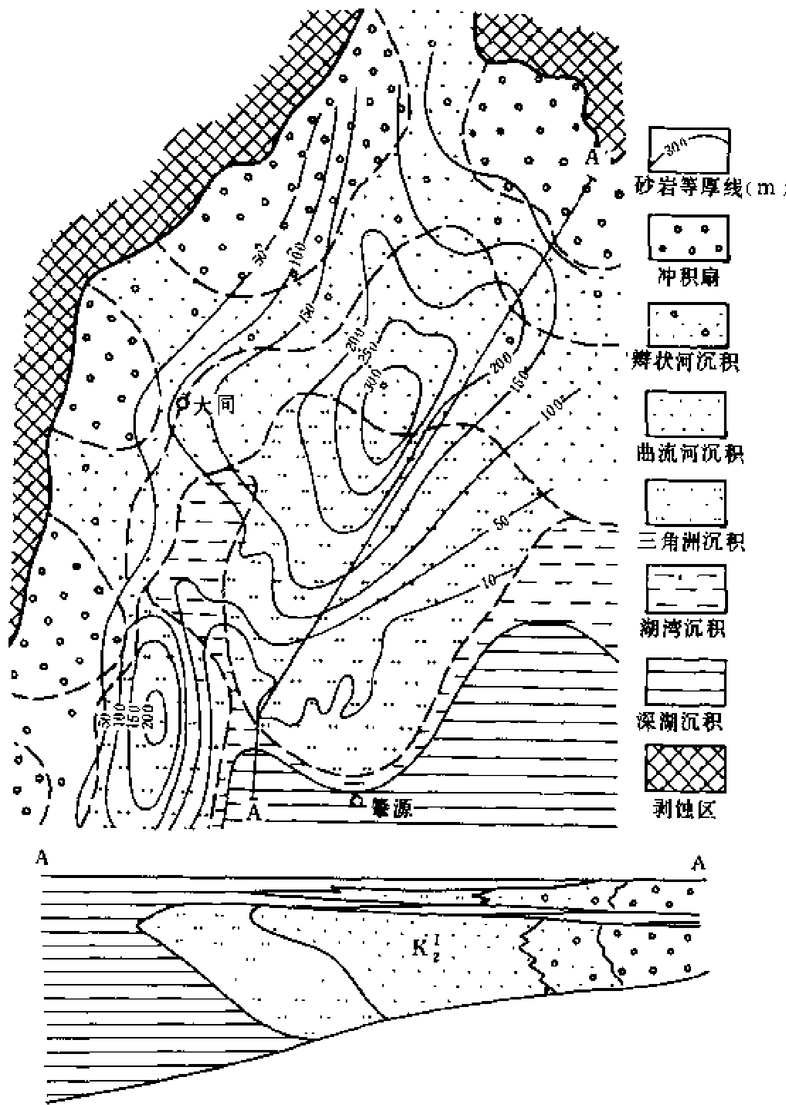


图 3－21　松辽盆地北部晚白垩世普通三角洲沉积相图

表3-2 三角洲、水下扇及滩坝沉积特征对比表

特征＼类型	三角洲			水下扇(广义浊流沉积)	滩坝
	普通三角洲	辫状河三角洲	扇三角洲		
分布位置 沉积环境	湖盆长轴缓坡，曲流河入湖形成三角洲，由岸上—滨浅湖—半深湖组成	湖盆短轴缓坡，辫状河入湖形成三角洲，由岸上—滨浅湖—半深湖组成	湖盆短轴陡坡，冲积扇入湖形成扇三角洲，由岸上—滨浅湖—半深湖组成	半深湖、深湖为主，陡坡、缓坡及湖盆内部均有分布	近岸滨浅湖区及湖盆内部水下隆起区均有分布
泥岩特征	杂色、灰绿、灰色泥岩，含相关环境的古生物化石	杂色、灰绿、灰色泥岩，含相关环境的古生物化石	紫红、灰绿、灰色泥岩，含相关环境的古生物化石	灰色、深灰色泥岩，以含深水类古生物化石为特征	灰绿、浅灰色泥岩，含浅水类古生物化石
沉积作用	河流及湖泊			重力流	湖浪，沿岸流
主要发育阶段	湖盆抬升期			湖盆扩张、深陷期	湖盆缓慢沉降期，湖盆面积大，水浅，湖底平坦
沉积特征	呈三层(带)结构 三角洲平原：水上分流河道及分流河道间沉积，类似曲流河； 三角洲前缘：水下分流河道正韵律砂层，河口砂坝反韵律砂层，薄层席状砂层， 前三角洲：前三角洲泥至半深湖泥岩，含浊积砂岩透镜体	呈三层(带)结构 三角洲平原：水上辫状河道及河道间沉积； 三角洲前缘：水下辫状河道砂多次叠加砂层为主，反韵律河口砂坝为次，砂岩粒级普遍较普通三角洲相带粗； 前三角洲泥相，含重力流成分较普通三角洲高	呈三层(带)结构 扇三角洲平原：一般较前面两类型的三角洲狭窄； 扇三角洲前缘：是扇三角洲的主体，由厚层辫状水道砂岩多次叠加组成，反韵律河口砂坝发育差，砂岩粒级粗，并含较多重力流沉积、前扇三角洲泥	呈扇形(内扇、中扇及外扇)，沟道形(沟道及沟道间)，席状及透镜状。常见块状混杂砂砾岩，正递变层理、平行层理、小型交错层理、波状层理、变形层理，鲍马层序及底痕、泄水构造	砂岩、粉砂岩与泥岩频繁互层； 滩：薄层，频繁互层，面积大，席状； 坝：厚层状，与岸线平行的长条状
主要区别	三种三角洲的主要区别： 1. 分布于湖盆不同古地理背景； 2. 三层(带)结构发育程度不同； 3. 粒级粗细不同； 4. 含重力流沉积成分不同			水下扇与扇三角洲主要区别： 1. 扇三角洲沉积跨越水上、滨浅湖及半深湖；水下扇主体位于半深湖、深湖； 2. 水下扇以重力流成分为主，扇三角洲以牵引流成分为主，从沉积构造等标志反映出来； 3. 主要发育阶段不同	分布于非河流三角洲体系发育的沿岸及浅水区，岩石成熟度高，不含浊流沉积

(1)三角洲平原亚相

从河流下游第一个分流点至湖岸为三角洲平原亚相，由分流河道及河道间沉积微相组成。分流河道具向上变细沉积层序，和河流沉积相似，但粒级较河流沉积细。下部以大型槽状、楔状交错层理为特征，上部具小型交错层理及波状交错层理。平面上分流河道砂体为放射状，横剖面上是透镜状体尖灭于分流河道间微相中。分流河道间微相由泥岩、碳质泥岩或杂色泥岩所组成，含植物根系。

(2)三角洲前缘亚相

三角洲前缘亚相分布于湖泊浅水区，包括水下分流河道、河口砂坝和席状砂三个微相。水下分流河道是三角洲平原分流河道向水下的延伸部分，其沉积特征类似分流河道，但颗粒较细。水下分流河道间为灰色、灰绿色泥岩、泥质粉砂岩，常含生物潜穴及瓣鳃类、腹足类、介形类等化石。

河口砂坝主要发育于三角洲平原分流河道入湖的河口处。在水退期，分流河道及河口不断向湖延伸，在垂向剖面上形成一个向上变粗的河口砂坝层序：下部为灰绿色泥岩与粉砂岩互层，发育水平层理及透镜状层理；中部为块状层理及平行层理中细砂岩；顶部为低角度至高角度斜层理中粗砂岩。

薄层席状砂则是当分流河道进入水下，其河道口的沉积物，受湖水改造而形成，具不明显的反递变层理特征。

(3)前三角洲

前三角洲为暗色泥质沉积，常含浊积砂岩透镜体。实际上属于湖泊体系。

应当指出，普通三角洲沉积垂向层序受湖水面升降变化所影响。在水退期，河流向前延伸，以前积作用为主，垂向上自下而上形成前三角洲—三角洲前缘—三角洲平原层序。如渤海湾盆地下第三系东营组(图 3-22)。在水侵期，河流向后退缩，以退积作用为主，三角洲前缘中以水

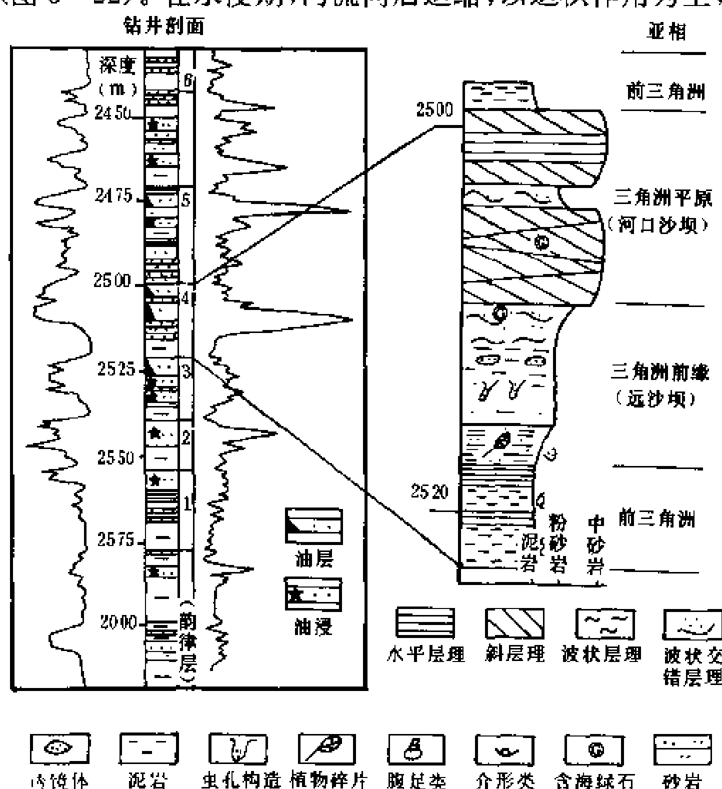


图 3-22　黄骅坳陷港 521 井下第三系三角洲相沉积剖面图

(据郑浚茂，1985)

层发育。

扇三角洲垂向剖面结构的突出特点是冲刷面发育，包括三种类型：①出现于水下分流河道砂岩段内部，代表多次阵发性洪泛事件形成的河道砂岩的叠加；②与下伏河道间泥岩呈突变接触，反映河道的侧向摆动；③与下伏河口砂坝的侵蚀接触，反映水下分流河道向湖延伸。多种类型的冲刷接触，反映坡降陡、流量大及阵发性沉积作用的特征。

在岩心剖面中常见扇三角洲水下分流河道不完整层序。有的缺少完整层序中的上部层理构造组合，而以多次冲刷叠置砂砾岩段为主，这是近源河道中心部位沉积特征；有的缺少层序中下部层理构造组合，以各种中小型交错层理砂岩为主，这代表了河道侧缘沉积特征。

水下分流河道间的水下隆起，发育鲕滩和砂泥滩，以后者为主，沉积剖面呈砂泥岩薄互层。在砂质浅滩中，以细粒级的细粉砂岩为主，有时见有少量鲕粒，偶见分散状细砾岩，层理构造较为简单，主要为小型板状交错层理、透镜状层理和爬升层理及变形层理。在泥质浅滩中，受季节变化影响的水平纹层十分发育。在层面上生物化石含量丰富，常成层出现。此外，尚见波痕及水下收缩痕等。

在断陷湖盆陡坡带河道常有多个入口，往往分布多个扇三角洲体，相互叠置成裙边状扇形带。在扇体之间为水下隆起浅滩或支流间泥湾区。平行水下分流河道方向的扇三角洲横剖面呈楔状体，最大厚度位于断槽带中。相带分布受陡坡带地形的控制。陡坡带常是由一组平行凹陷并向凹陷倾斜的断层组成的若干断阶，高台阶为扇三角洲平原区，中低台阶为扇三角洲前缘区。主断裂下降盘出现深水区，发育深水浊流沉积，形成扇三角洲－湖底扇充填形式，递变层理发育，如百色盆地北部陡坡带。

3. 辫状河三角洲相

根据 A. Holmes(1965)提出的扇三角洲的定义，扇三角洲为从邻近高地直接推进到稳定水体中的冲积扇。因此，在中国以横向辫状水系发育为特征的陆相盆地中的若干湖泊三角洲，应属辫状河三角洲类型，即辫状河入湖形成的三角洲。例如，松辽盆地西部斜坡带上白垩统青山口组和姚家组，渤海湾盆地箕状断陷斜坡带沙河街组($E_{2-3}s$)，以及吐-哈盆地台北凹陷南部斜坡带中侏罗统都发现这种沉积。

松辽盆地西部斜坡英台辫状河三角洲长 130km，宽 60km。从近物源区至湖盆中心可以划分为 6 个相带：冲积扇－辫状河—辫状河三角洲平原－辫状河三角洲前缘－前三角洲－半深湖及深湖。冲积扇为砂、泥、砾石混杂的泥石流堆积，其上的辫状河道由砾岩、砂砾岩及河道间紫红色、杂色泥岩组成。该相带宽 1～15km。辫状河三角洲平原宽 2.5～10km，由辫状河道及河道间沉积组成。前者为含砾砂岩、砂岩、粉砂岩及红褐色块状泥岩组成的正韵律，具板状、楔状和槽状交错层理；后者由灰绿色、紫红色泥岩组成，含植物碎屑。辫状河三角洲前缘宽 35km 以上，向陆一侧与三角洲平原相接，向湖一侧插入前三角洲泥岩中。近岸水下辫状河分流河道是水上辫状河向水下的延伸，向湖方向不断分叉成网状，其岩性组合为砂岩、细粉砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩、灰色泥岩不等厚互层，组成反韵律及复合韵律。常见槽状、楔状、中小型板状层理、平行层理、波状层理、水平层理及同生变形层理。

吐-哈盆地台北凹陷的中侏罗统三间房组辫状河三角洲，其物源来自南部觉罗塔格山，充填形式为冲积扇－辫状河三角洲。辫状河冲积平原发育向上变细的块状砾岩、砂砾岩及紫红色、杂色泥岩层序。三角洲平原辫状河道中下部以含砾砂岩、中粗砂岩为主，常见块状层理、洪积层理及板状交错层理；上部为细砂岩、粉细砂岩，发育波状交错层理和水平层理，灰绿色泥岩中含有较完整的植物根系。三角洲前缘沉积以辫状水道的延伸为主，其粒级较前者细，河道间

泥以含生物扰动层为主要特征。向上变粗的河口坝沉积比例较小。由于湖平面频繁升降，辫状河沉积为后期湖侵泥岩所覆盖。

四、湖泊体系

根据湖底地形高低，以及洪水面、枯水面和浪基面，把湖泊体系划分为深湖、半深湖、浅湖、滨湖和扩张湖相等。深湖及半深湖指浪基面以下，浅湖指浪基面与枯水面之间，滨湖指近岸激浪流的进流和回流往复冲刷地带，扩张湖区是指枯水期与洪水期之间的地带。

根据湖盆沉陷与充填补偿的变迁，其形成一般经历初陷、深陷、回返、萎缩而最终消亡几个演化阶段。由于区域构造活动的影响，对于不同的湖盆，这些演化阶段可以相对均衡地连续发展，也可以呈幕进式不均衡地发展；可以呈单旋回式，也可以呈多旋回式演化。湖盆不同演化阶段形成的充填形式也很不相同。

①初陷阶段：湖泊呈现多个小而分散的古地貌景观，盆地的主要充填物为以冲积相为主的粗碎屑，此外由于湖泊的相对封闭和水系注入的间歇性，常见盐湖相蒸发岩类沉积。裂谷盆地初陷早期的火山活动较为普遍，因此亦常伴随火山岩和火山碎屑沉积岩的充填。

②深陷阶段：是湖盆发育的鼎盛期，形成深湖环境与周缘物源高地陡坡降地貌景观。出现非补偿沉积。以重力流湖底扇很发育为这一阶段的特色。

③收缩阶段：湖盆呈超补偿沉积，出现水退态势，湖泊水体变浅，坡降变小，入湖碎屑物以各类三角洲形式充填湖盆，是三角洲相最为发育的阶段。

④衰亡阶段：对裂谷断陷湖盆来说，进入衰亡阶段，也就标志着湖盆进入坳陷阶段。此时期湖盆逐渐演化为准平原化的地貌景观，河流沼泽沉积成为湖盆的主要充填形式。

湖泊常常有缓坡和陡坡之分，后者是边界断层形成的。它们对于沉积相带的分布和特征有明显影响。在缓坡，各相带宽，分异明显；在陡坡，各相带窄，分异不大明显，有时缺失滨湖相等，并且常有浊积相。

气候对湖泊的沉积物也有明显影响。在干旱气候下，膏盐和红色沉积发育；在潮湿气候下，沼泽相含煤沉积分布广。

物源区的母岩类型，对湖泊中的沉积物同样有一定的影响。主要影响着碎屑物性质及湖水的含盐度。

1. 浅湖和滨湖亚相

滨浅湖相，在岩性方面，以砂、泥岩互层为特点。砂、泥岩分异较好，成层性强，砂岩成熟度高，有波状层理和交错状层理。泥岩常呈紫红色、灰绿色，有泥裂、雨痕等构造。古生物中以底栖类最多，还有虫孔，常见鲕粒构造。

在滨浅湖相带中，有时有湖湾亚相沉积。这种半封闭水流不畅的地区，气候干旱时，发育膏盐沉积；在潮湿气候下，水体变浅则向沼泽相转化。如前所述，扩张湖亚相是滨浅湖相在发育过程中面积最大时期的产物，因此，其岩性、古生物和岩矿等特征没有明显区别。在滨浅湖相中，对油气最有意义的有以下两种储集体。

(1)碎屑岩滩坝

碎屑岩滩坝分布于沿岸滨浅湖区和湖盆内部水下隆起带浅水区。滩砂的垂向层序以薄砂岩和泥岩的频繁互层为特征，没有显著的粒序变化。分布面积较大，呈席状。坝砂的垂向层序为厚层砂岩与泥岩不等厚互层，以反旋回为主，其下伏层为浅湖泥质沉积，也有的呈正旋回。

滩坝砂体具有较高的成分成熟度及结构成熟度，可成为良好的油气储层。渤海湾盆地济阳坳陷（沙河街组四段和一段 E_2s_4、E_3s_1）、黄骅坳陷南部（沙河街组一段）、东濮凹陷中央隆起带

(沙河街组三段 E_2s_3)、松辽盆地西北部泰康地区(上白垩统)、苏北盆地东台坳陷(阜宁组二段(E_1f_2))、吐-哈盆地台北凹陷(中侏罗统七克台组)和柴达木盆地(第三系)均有分布。

苏北盆地东台坳陷阜宁组二段(E_1f_2)碎屑岩滩坝砂体,由浅灰色粉砂岩和粉细砂岩夹薄层生物碎屑或鲕灰岩组成。垂向上以反韵律为主,下部为具水平层理泥岩和具波状层理及生物扰动构造的泥质粉砂岩,上部为具小型交错层理、平行层理的粉砂岩及粉细砂岩。砂岩石英含量 60%~75%,分选较好,具有较高的成熟度。发育于坝侧缘斜坡的风暴沉积,具清晰的丘状交错层理细砂岩和粉砂岩,其上下多见波状层理及平行层理粉砂岩及生物潜穴泥岩。

(2)碳酸盐岩滩坝及生物礁

①碳酸盐岩滩坝:渤海湾盆地沙河街组一段(E_3s_1)沉积期地形平缓,浅湖广阔,广泛发育碳酸盐类沉积,以钙粒浅滩及藻滩为主。钙粒浅滩相与滨湖相毗邻,分布于盆地斜坡地带和水下隆起顶部,为湖浪最活跃地带。此带各种盆屑丰富,有高能鲕、复鲕及各种碳酸盐砾屑,分选良好。典型的岩石类型有鲕粒白云岩、生物白云岩、砾屑白云岩及团粒白云岩等,多以薄层产出。藻滩分布于钙粒浅滩向湖一侧的浅水区,其岩序自下而上为砾屑石灰岩—螺白云岩—鲕粒白云岩—团粒白云岩—管状藻白云岩。藻白云岩是水深加大、水动力条件较弱的产物。相对稳定的浅湖清水环境,是碳酸盐滩发育的条件。

②生物礁:渤海湾盆地济阳坳陷平方王沙四段(E_2s_4)的生物礁,其造礁生物主要为中国枝管藻,其次为山东枝管藻及龙介虫。枝管藻群体呈丛状、树枝状,紧密共生。生物礁体通常为复式礁体,由若干个较小的单体组成。一个礁体可以划分为主礁相、礁前相、礁后相和前缘相,前三个相带是主要油气储集层。岩石类型:主礁相为富含介形虫的虫管藻团粒白云岩及富藻介形虫灰岩、白云岩;礁前相为角砾状隐晶灰岩及生物内碎屑灰岩;礁后相为隐晶藻屑白云岩、介形虫白云岩及含生物碎屑白云岩。由于盆地和湖水面小幅度升降,水体和岸线频繁进退,使复合礁体在纵向上出现不同相带的叠加,其厚度可达几十米至上百米,面积可达数十平方公里。由于主礁相、礁前相和礁后相孔隙度发育较好,相互连通,因此复式礁体是良好的储集体。礁体主要分布于濒临洼陷的构造台地及洼陷边缘地区(图 3-24)。

2.深湖和半深湖亚相

该相主要是静水水下沉积,岩性以灰黑色、深灰色泥岩为特征,有时夹油页岩、泥灰岩薄层等,微细水平层理发育,含自生黄铁矿晶体。古生物化石中缺乏底栖类,而浮游或游泳的生物类型较多,个体小,保存完好。

在此相带中,近年发现的水下扇砂体对油气储集很有意义,现描述于下。

水下扇(湖底扇)是湖盆重力流沉积的总称。在陆相沉积盆地中,此类重力流多见于断陷湖盆深陷期的深水区。此时山高坡陡水深,在洪水期物源区的大量泥砂砾混合物质沿沟道入湖,因密度比周围水体大而下沉,沿斜坡或水下沟谷向低处流动,进入深水区而沉积。浊流是重力流最常见、最重要的一种,其他重力流如碎屑流、颗粒流和液化流在搬运过程中都易转化为浊流(吴崇筠等,1992)。浊积岩是断陷湖盆中重要的储集层类型,并常形成岩性油藏或构造-岩性油藏。

在构造古地理背景上,断陷湖盆具三分特征,即受边界主断层控制的陡坡带、缓坡带、深陷带。不同构造古地理带发育的重力流,在形成机制上基本相似,在充填形式和岩性组合上则有所区别。

(1)陡坡带近岸水下扇(湖底扇)

分内扇、中扇和外扇。内扇紧贴基岩断面,由基质支撑的混杂砾岩、颗粒支撑的砾岩和砂砾

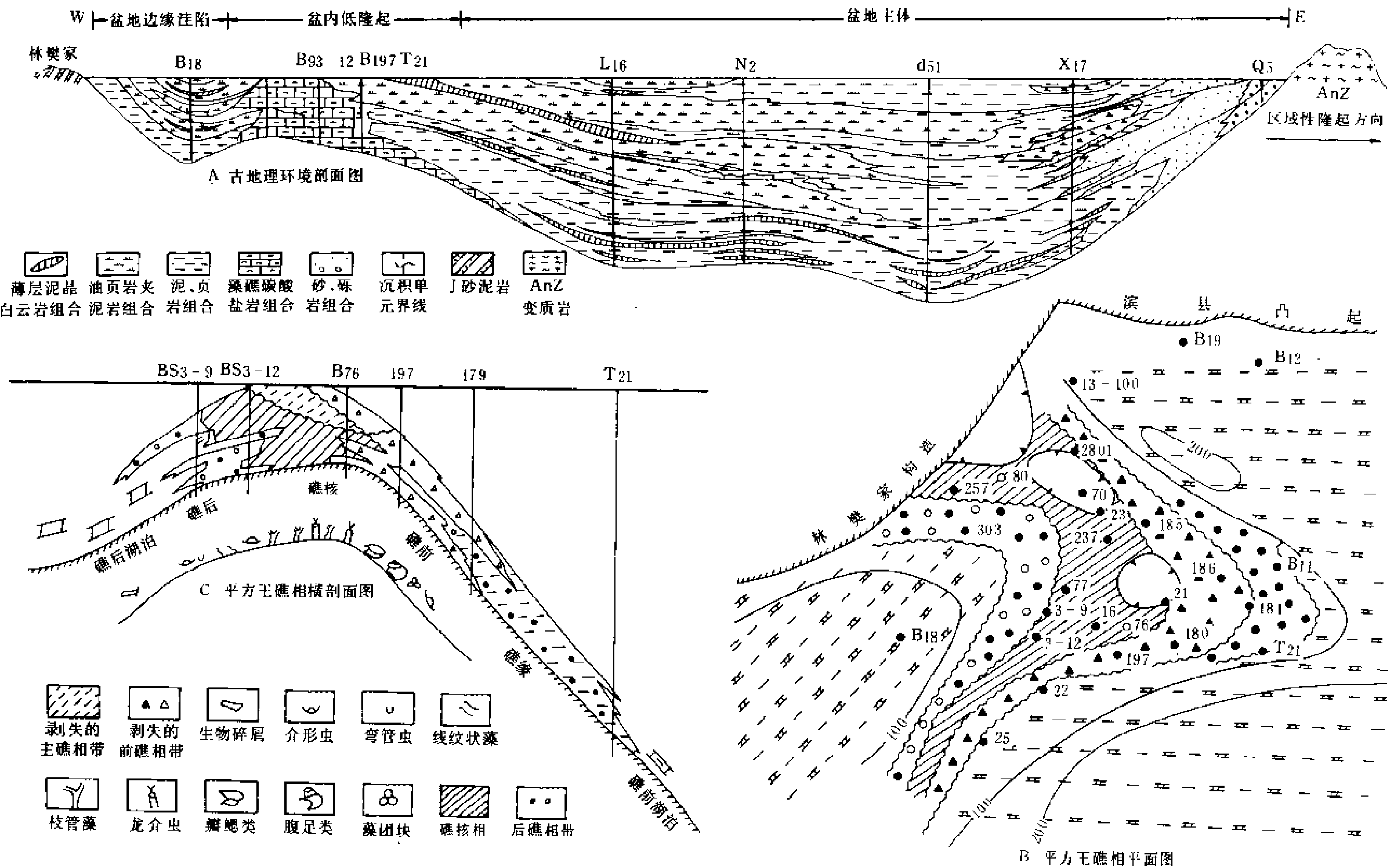


图 3-24 济阳坳陷平方王礁相古地理及微相分布图

（据钱凯等，1980）

岩、厚层块状的含砾砂岩组成。中扇辫状水道以含砾砂岩为主，块状砂岩次之，此外含少量砂砾岩、砾岩和粉细砂岩。层理类型以粗糙平行层理、块状层理和正递变层理为主，个别见大型交错层理、反递变及双向递变层理。从总体上看，中扇辫状水道沉积是由多冲刷面(其上常含泥岩撕裂屑)分隔的多次叠覆粗碎屑岩段。水道间为细粒薄层砂岩及泥质夹层，以正递变层理为主。外扇为砂岩与深灰色泥岩互层，发育经典浊积岩 ACB、BC、BCD 组合，以正递变、小型交错层理、变形层理为主，深灰色泥岩中可见水平潜穴。

(2)缓坡带水下扇(湖底扇)

以具供给水道为特征。断陷湖盆的缓坡带为不同方向的断裂所切割，垂直或斜交斜坡带方向的断层，将其分割为不同区段；平行缓坡方向的盆倾断层，将其分割为高、中、低台阶。重力流常沿横向断层谷入湖，一直进入低台阶和湖底，形成具供给水道的湖底扇。例如，辽河坳陷西部凹陷西斜坡欢喜岭地区沙三段(E_2s_3)和东营凹陷南斜坡梁家楼地区沙三段。

供给水道位于斜坡高部位浅水区，为基质支撑、杂乱堆积的块状砾岩、砂砾岩，其中常含有来自上游的砂泥岩碎块，即以碎屑流为主，在断裂谷的控制下形成巨厚的粗碎屑堆积。至斜坡中下部，碎屑流越过沟道并向湖底发散，形成具供给水道的湖底扇。它也可以分出内扇、中扇和外扇三个部分。

内扇包括内扇水道和天然堤。内扇水道由颗粒支撑砾岩、砂砾岩夹块状砂岩组成正旋回、正粒序沉积。砂砾岩混杂，分选差，代表砾质高密度浊流。天然堤位于内扇水道两侧，是高密度浊流溢出水道后出现低密度浊流沉积而成，具典型的浊积岩特征。由粗至细砂岩、粉砂岩与泥岩组成，相当鲍马层序的 AE、AB、BC 和 CD 组合。发育均匀递变层理，含丰富虫孔，是良好储层。中扇包括网状水道和无水道区。网状水道是内扇至斜坡下方因坡度变缓而散开形成的，水较浅，不具天然堤。它是以砂质高密度浊流沉积为主，由多个砾岩一砂砾岩一砂岩或砂砾岩一砂岩的正韵律、正粒序叠加组成，其中正递变砂砾岩相最常见，厚度也最大，占剖面厚度 60%。无水道区位于网状水道区向湖心一侧，是砂质高密度浊流向砂质低密度浊流转化的过渡区，其前缘则为砂质低密度浊流沉积。过渡区由细一粗砂岩和砂砾岩夹灰黑色泥岩组成，为向上变粗的反旋回、正粒序沉积。前缘砂质低密度浊流则由粗一细砂岩、粉砂岩和深灰色泥岩组成，其结构相当鲍马层序中的 AB、AD(E)、BC 组合，常见递变层理和平行层理。外扇由细砂岩、粉砂岩组成，以 CD 组合为主，见波状层理和水平层理，虫孔丰富(图 3－25)。

(3)深陷带水下扇(湖底扇)

在湖盆深水区，浊流除在陡岸坡脚堆积外，还有部分较细的砂质，呈悬浮状态向湖心扩散。沉积以后，形成面积大、厚度薄和粒度较细的席状浊积砂体。由于砂质频繁地供给，砂岩和灰黑色泥岩呈互层状，砂岩的储油物性差。如果浊流物质多，流速大，进入深湖平原区后，仍有一定的冲力，使浊流呈水道状态流动。沉积后，形成带状浊积砂体，其厚度较大，粒度较粗，储油物性也较好。前者如辽河坳陷西部凹陷沙三段(E_2s_3)的浊积砂体，后者如泌阳凹陷中部安棚地区核三段($E_{2-3}h_3$)的浊积砂体。

3. 盐湖相

以膏盐沉积为标志的盐湖相，是干旱气候环境的产物。

中国中、新生界膏盐沉积分布比较广泛，尤以下第三系更为明显。例如，江汉盆地的潜江组($E_{2-3}q$)、苏北盆地的阜宁组(E_1f)、南襄盆地的核桃园组($E_{2-3}h$)、渤海湾盆地的孔店组($E_{1-2}k$)和沙河街组($E_{2-3}s$)下部等。

膏盐沉积中，含有丰富的富钙、钠的碳酸盐和硫酸盐矿物。除岩盐和各种石膏以外，还有芒

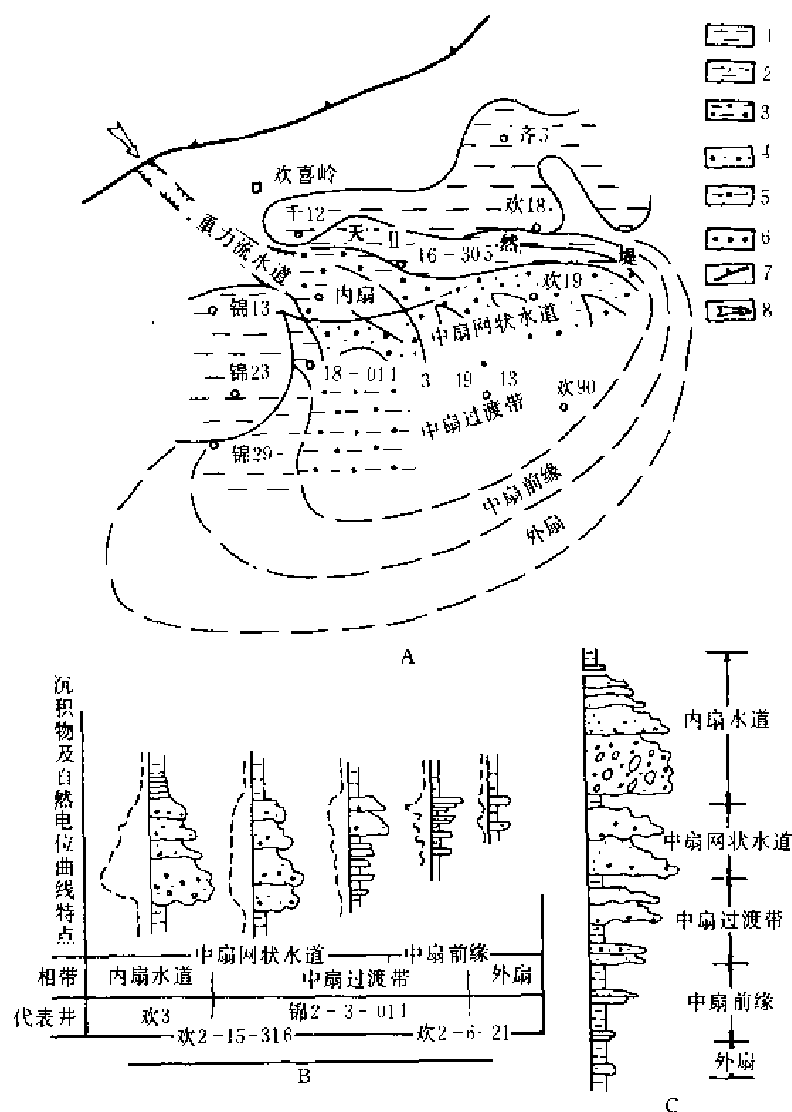


图 3-25 辽西凹陷大凌河油层(E_{2s_3})第二砂岩组水下扇微相及垂向层序图

1—泥岩；2—砂泥岩；3—泥质砂砾岩；4—砂砾岩；5—泥质砾岩；6—砾岩；7—剥蚀线；
8—物源方向；(A)平面图；(B)从内扇到外扇的沉积层序变化；(C)水下扇完整的理想垂向层序
(据吴崇筠、高延新，1988)

硝、无水芒硝、单斜钠钙石、苏打等。

现以江汉盆地为例，说明盐湖相的沉积和分布特点。

江汉盆地的白垩系和第三系厚度近万米，自上白垩统至渐新统都有膏盐层段分布。其中以始新统的潜江组膏盐层最厚，因为此时江汉盆地处于面积最大、坳陷最深的时期。在盆地内，各时期的膏盐沉积中心随盆地基底的升降而有规律地迁移。潜江组($E_{2-3}q$)沉积时，膏盐沉积中心移至靠近北部边缘大断裂的蚌湖一带(图 3-26)。

在蚌湖地区，含膏盐的地层总厚度有 4200m，其中岩盐层的累计厚度达 1800m，其单层厚度超过 10m 的占一半以上。膏盐的沉积速度很大，可达 82mm/a。而含有膏盐的地层沉积的速度，也为 0.32mm/a。膏盐沉积物的分布面积为 1800km^2。

根据取心资料研究，膏盐层呈韵律层沉积，是由钙芒硝泥岩和膏盐层的互层组成，有 160 多个韵律层。膏盐层中除岩盐和各种石膏外，含有无水芒硝、钙芒硝、多种钠镁的硫酸盐，以及

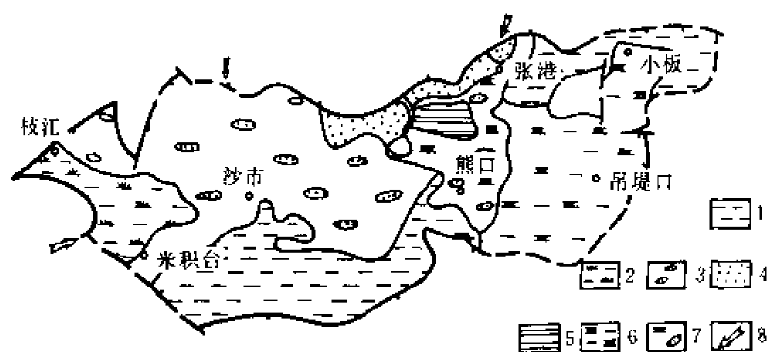


图 3-26　江汉盆地潜江组($E_{2-3}q$)沉积相及盐类分布图

1—冲积平原相;2—淡水-半咸水滨浅湖泥岩相;3—淡水-半咸水滨浅湖滩坝相;
4—三角洲相;5—深水盐湖相;6—浅水盐湖泥岩相;7—浅水盐湖滩坝相;8—物源方向
(据刘安林等资料,1989,改编)

钾盐层等。膏盐层具纹理等细小的层理构造。钙芒硝泥岩夹层呈深灰色、灰色,含细小的分散状黄铁矿晶粒,具微细水平层理。古生物化石稀少,未见浅水区的层理构造和古生物化石。因此,这种沉积环境属于湖泊的深水盐湖相。

在潜江凹陷东南地区的膏盐层中,普遍见到泥砾和盐砾;岩盐的晶体中,也含泥质的斑块;而泥岩中,还见到鲕粒,以及波状、交错状层理。在泥岩中发现少量轮藻、斗星介等古生物化石。所有这些都说明该区是浅水盐湖环境。

在盆地西部的广大地区,发育着冲积平原相、淡水-半咸水滨浅湖泥岩相和滩坝相。在盆地北部的东段,还分布有淡水-半咸水滨浅湖泥岩相和三角洲相。

上述远岸滩坝砂岩分布区,有时是由于湖底抬升,湖水变浅,由盐湖相演化为半咸水泥岩相,再演化为淡水-半咸水滩坝相。

在早第三纪,中国其他含油气区盐湖相发育情况和江汉盆地大同小异,其特点是膏盐沉积物只占盆地的一隅。

五、沼泽体系

沼泽沉积是潮湿气候带的产物与标志。与其相伴的沉积体系有冲积扇体系、河流体系、三角洲体系和湖泊体系等。位于滨海地带,夹有浅海沉积层者称为滨海沼泽相。

1. 内陆沼泽相

内陆沼泽沉积的发育时代主要有:晚三叠世,分布于鄂尔多斯盆地、塔里木盆地、准噶尔盆地、吐-哈盆地等;早、中侏罗世,分布的范围同上;早白垩世,分布于松辽盆地、海拉尔盆地、阜新盆地等;早第三纪,分布于抚顺盆地、百色盆地等;晚第三纪,分布于西南地区小型断陷盆地;第四纪,分布于江汉盆地、柴达木盆地。

在潮湿气候条件下,含煤沉积的发育受构造沉降、湖平面变化及碎屑物质供给速率的控制。湖盆经早期沉积的充填淤浅而转向沼泽化。普遍沼泽化的重要前提,是盆地内部具有稳定性好、较均一的古地形;而沉积与沉降保持均衡状态且持续发展,则是较长时间出现湖泊沼泽沉积的条件。继湖盆淤浅而沼泽化后,湖水又覆盖其中,中止沼泽环境,这不仅带来高丰度有机质暗色泥岩的发育,也保护前期有机质沉积层免遭氧化破坏。吐-哈盆地侏罗系即为一例。

吐-哈盆地早、中侏罗世煤系的演化,经八道湾期(J_1b)的冲积扇、扇三角洲和河流等相的

粗碎屑物质充填后，转向缓慢沉降的三工河湖侵期(J_1s)，其沉积以岩性、厚度分布稳定，广泛的浅湖相为特征，在此沉积背景下开始发育西山窑期(J_2x)的含煤沉积。

据范子文(1992)研究，吐-哈盆地西部托克逊凹陷艾维尔沟八道湾期，发育由多个正韵律组成的冲积扇、扇三角洲沉积，总厚540m，反映了由冲积扇、扇三角洲快速进积充填→逐渐萎缩的水进沉积过程。

西山窑期，吐-哈盆地进入强烈、快速、全面沉降沉积阶段，早期发生普遍沼泽化。经地震、露头和钻井揭示，本区沼泽沉积大致可以归纳为8种次级类型：①河流平原及三角洲平原沼泽；②三角洲废弃沉积背景形成的湖泊、沼泽交替沉积组合；③三角洲侧翼沼泽化，为薄层细砂岩、粉砂岩与碳质泥岩、煤层组合；④三角洲间湾沼泽化，为暗色泥岩夹薄层细砂岩、粉砂岩和碳质泥岩、煤层组合；⑤三角洲前缘水下分流河道间沼泽化，为灰色泥岩、细砂岩、粉砂岩夹薄煤层组合，砂层为加积式和退积式水下分流河道沉积，水下分流河道间则为粉砂质及泥质夹薄煤层；⑥三角洲前缘末端及前三角洲泥沼泽化，在沼泽化程度最高时期，三角洲前缘末端及前三角洲与浅湖区也纳入沼泽沉积范围，为前三角洲泥与煤层交互沉积；⑦滨湖沼泽沉积，在非河流三角洲体系发育的广阔平缓的沿岸沉积区，形成砂质沿岸沉积与泥质沿岸沉积，在沼泽化时期常发展为湖泊沼泽沉积；⑧冲积扇一扇三角洲的沼泽沉积，如西山窑期吐-哈盆地南部斜坡小型断陷中发育的沼泽沉积，常见于冲积扇的扇前及扇间洪泛洼地、湿地沼泽等(图3-27)。

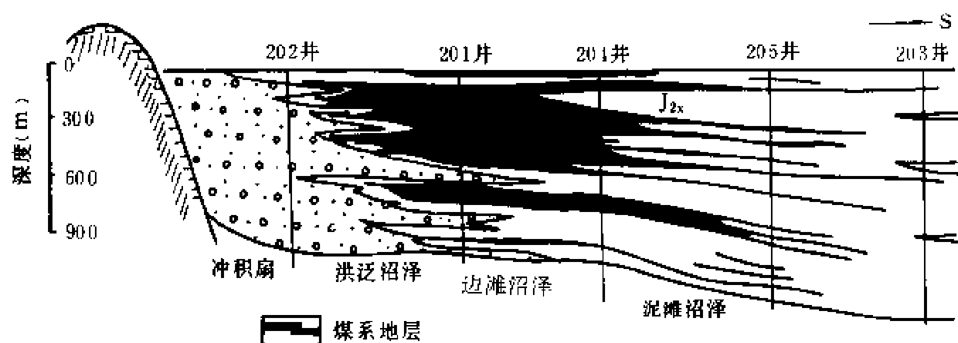


图3-27　吐-哈盆地大南湖地区西山窑组上段沉积剖面图
(据范子文等,1992)

上述各种次级环境的湖泊沼泽沉积，是吐-哈盆地油气生成的重要条件。该区煤系的有机质组成以镜质组为主(60%~80%)，惰质组次之(10%~25%)，壳质组较少(5%~15%)，基质镜质体和木栓质体为煤成油的主要贡献者。

2. 滨海沼泽相

在潮湿气候带，分布于陆相和浅海相间的海陆过渡沉积区，包括三角洲相带和滨海相带，发育滨海沼泽相等沉积，是重要的生油气相带。

中国滨海沼泽沉积分布的时代和地区有：早石炭世(华北古陆西南缘、上扬子古陆南侧及下扬子西部)、晚石炭世(华北地区滨海带和祁连滨海带)、早二叠世(华北地区东南部和闽浙古陆西侧)、晚二叠世(闽浙古陆以西的东南地区、康滇古陆东西两侧地区)、晚三叠世(下扬子西部、川滇盆地西部)和第三纪(沿海大陆架诸盆地的过渡带)。

华北地区的石炭-二叠纪的滨海沼泽沉积分布广泛，沉积发育特征也较典型，是中国北方重要的气源层。

表 3-3 海相沉积体系及标志表

沉积体系	沉积相	主要岩石类型	主要相标志
浅海体系	陆地边缘相	砾岩、砂岩、粉砂岩、页岩，煤层或煤线	具斜交、波状层理，含腕足、瓣鳃、有孔虫、苔藓虫和植物化石
	海湾泻湖相	泥岩、石灰岩、粉—细砂岩，煤层或煤线	水平、波状、块状层理，见爬痕潜穴，各类植物和浅海化石
	潮坪相	细砂岩、粉砂岩、粉砂质页岩、页岩、石灰岩、白云岩	见干裂，砂岩可见羽状交错层理；页岩颜色很杂，以氧化色为主，偶见三叶虫
	蒸发台地相	白云岩、石膏、石灰岩、膏质白云岩、岩盐	香肠状石膏、膏溶角砾岩、膏盐假晶、“鸟眼”构造、藻类、藻纹层
	局限海台地相	页岩、泥灰岩、叠层灰岩、石灰岩、砂岩	砂纹层理、钻孔、“鸟眼”、广盐度浅水生物及生物碎屑
	开阔海台地相	泥晶灰岩、微晶灰岩、含颗粒灰岩、页岩、泥岩	沉积构造简单，化石丰富，盛产瓣鳃、腕足、三叶虫等浅水化石
	缓坡陆棚相	砂砾岩(近岸)、黑色页岩、泥晶灰岩、生物灰岩(远岸)	水平纹层，块状层理、垂直或水平虫孔，产海绵骨针、三叶虫、腕足、海百合茎
台地边缘体系	浅滩相	鲕灰岩、生物碎屑灰岩、内碎屑灰岩	示底构造，斜层理，各类浅水生物碎屑，见大量亮晶胶结物
	生物礁相	各类生物灰岩，主要为骨架岩、障积岩、粘结岩	块状不显层理，各类造礁生物，如海绵、珊瑚、层孔虫、藻类
	斜坡相	砾、巨砾灰岩、颗粒灰岩、颗粒泥晶灰岩	滑动、揉皱构造，鲍马序列，沟模、槽模、重荷模等
深海体系	浊流盆地相	砂岩、粉砂岩、页岩、泥岩、硅质岩	具完整或不完整的鲍马序列，放射虫、海绵骨针、笔石
	静海盆地相	粉砂岩、页岩、砂质页岩、硅质岩、泥晶灰岩、泥灰岩	水平层理、微细纹层发育，产放射虫、笔石、三叶虫、海绵骨针
	类复理石盆地相(槽盆相)	砂岩、粉砂岩夹页岩、火山岩	具复理石韵律、水平纹层，产放射虫、笔石、三叶虫、海绵骨针

期竹叶状灰岩较少，说明此时主要为潮下环境。崮山期，既有泥晶灰岩，也有反映潮间环境的瘤状灰岩和具氧化圈的竹叶状灰岩，大体上是潮下低能与潮间交替的产物。长山期的泥晶灰岩、瘤状灰岩组合，其环境与崮山期相似。凤山早期($\in_3f$)以潮下泥晶灰岩为主；晚期为准同生后的糖粒状白云岩，岩石中未见残余结构，但可见柱状叠层石，由此可见属潮间下带的沉积。

上述沉积组合表明，寒武纪缺乏深水沉积，水体最深处也只能与开阔海台地相当，属于潮间－潮下交替的环境背景(图 3－29)。

华北奥陶系的沉积旋回以马家沟组(O_1m)最为明显。它主要由细晶白云岩和各种石灰岩组成，分为六个岩性段。一般一、三、五段以石灰岩为主，时夹一些白云岩。如前所述，细晶白云岩形成于潮上坪。二、四、六段的石灰岩主要有砂屑灰岩、颗粒质灰岩和泥晶灰岩。砂屑灰岩局部具亮晶胶结物，可能产于台内点滩；颗粒质灰岩中的砂屑分选较差，生物碎屑多为正常浅海的棘皮类、三叶虫、介形虫、腕足类、腹足类和瓣鳃类，也含有海绵骨针和钙球。这些颗粒总含量不超过 50%，说明水体能量较低，主要形成于滩间潮下环境；泥晶灰岩主要成分为灰泥，偶见三叶虫、介形虫碎片和钙球，岩石颜色多为深灰或黑色，这是潮下或开阔海环境常见的沉积物。

塔里木和南方的中晚寒武世和奥陶纪沉积也属这种组合，只是中晚奥陶世水体混浊，具许多泥质沉积物。

2. 缓坡陆棚－局限海(含局部蒸发泻湖)组合

这种沉积组合的典型实例是扬子区的上震旦统。缓坡期的沉积，形成于晚震旦世早期(陡山沱期)，由两组岩石组成：一种为砂砾岩、砂岩、粉砂岩夹白云岩和紫色页岩，主要分布于川西、滇东、大巴山及下扬子等地岛屿或古陆的周缘；另一种为远离古岛或古陆的广大地区的黑色页岩、碳质页岩、白云岩、石灰岩和磷块岩，含古植物和海绵骨针。陡山沱期目前还没有发现可靠的台地边缘沉积物，由此判断，这套含磷和海绵骨针的沉积物，代表的是缓坡陆棚。

局限海沉积以晚震旦世灯影期具代表性，岩性为含大量藻类的白云岩，常见花边状、栉壳状、花斑和纹层状构造，在浅海与深海过渡的湖南慈利南山坪至大庸三岔一带存在着鲕粒滩，下扬子句容、南京等地见有藻礁。由此可见，灯影期已属于镶边台地。在镶边台地内，贵州松林、开阳，云南会泽一带见台内点滩。由于台缘和台内滩的障壁作用，台地内部沉积环境变得局限。在强烈的蒸发作用下，使海水日趋咸化。四川珙县长宁背斜长 2 井揭示，灯影组有厚 240m 的岩盐层，长 1 井的白云岩中也夹有石膏及十余米的岩盐，说明长宁一带存在一定规模的咸化泻湖。在湖北宜都地区钻井岩心中见石膏和芒硝，云南晋宁白云岩(滇中一带厚 400～1000m)中见石盐假晶和同生角砾岩，也都是台地内部多处存在蒸发泻湖的例证。塔里木的晚震旦世沉积也可能属于此种类型。

3. 缓坡陆棚－开阔海组合

这种沉积组合的典型实例是扬子区的下寒武统。下寒武统下部的沉积与上震旦统陡山沱组一样，在近古陆的川西、滇中一带，一般主要是碎屑岩和泥质岩，代表了近岸砂、泥坪或混合坪相。由上述地区向海方向的黔北、黔东及川东和湘鄂西一带，明显地变为黑色页岩、碳质页岩，偶夹磷块岩和粉砂岩。至下扬子地区则全为暗色碳质泥岩、硅质泥岩、泥岩夹石煤，并可见到海绿石和三叶虫及海绵骨针，这些岩石具块状层理和水平层理。在与深海过渡的地区可见“类浊积岩”层和滑动构造。这套黑色页岩处于缓坡陆棚环境。

下寒武统上部(相当于龙王庙组和沧浪铺组)为灰－深灰色灰岩、白云质灰岩和豹皮灰岩与钙质泥、页岩和粉砂岩。岩石中见正常浅海底栖生物化石。在贵州金沙岩孔见有由古杯海绵形成的小型生物礁体。贵州余庆小腮、四川石柱、彭水、丰都、湖北宜昌尚见鲕灰岩。在湘西大

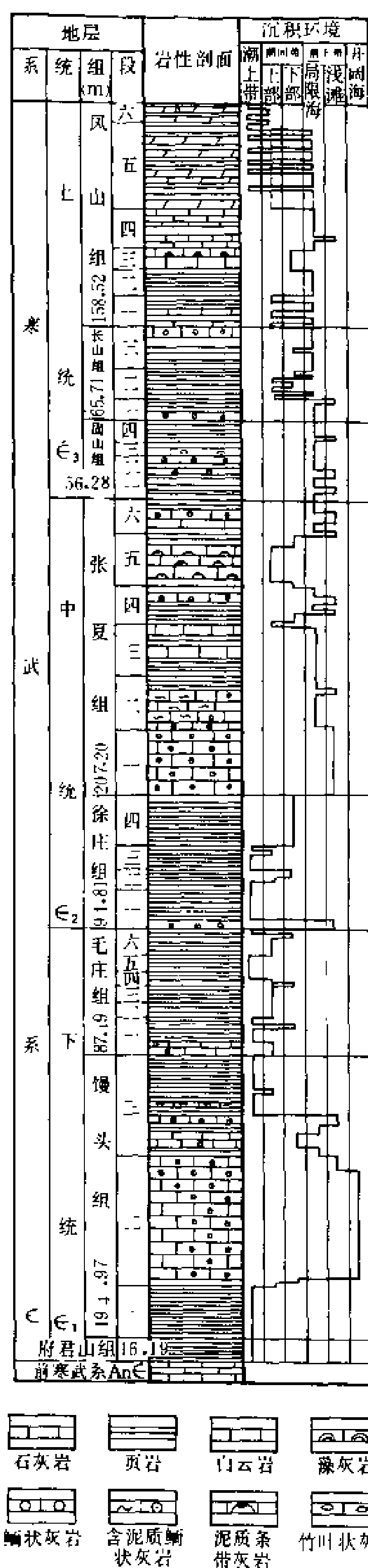


图 3-29　华北地区寒武系沉积旋回图
（据左文岐、冯增昭等资料，1985，简化）

缘一带与深水过渡区存在重力流。说明早寒武世晚期属于开放的浅水环境，由早期的缓坡逐步过渡为晚期的镶边台地。

与这种沉积组合类似的还有扬子区的下二叠统。下部的栖霞阶(P_1q)主要为泥晶灰岩或泥晶颗粒状灰岩，颜色较暗，具强烈的硫化氢味，含一定的浅海生物化石。有人认为，它形成于缓坡环境。上部的茅口阶(P_1m)组为浅色灰岩，在台地分布有一些浅滩。浅水区南部的贵州紫云一带见有台地边缘礁。茅口阶(P_1m)组被认为是镶边的开阔浅海。

塔里木地区浅水范围的下寒武统也可能属这种组合。

4. 局限海—蒸发海组合

这种组合往往出现于地史中的海退阶段，四川盆地的下三叠统为一典型实例。下三叠统飞仙关组下部属开阔浅海环境，代表性的岩石类型是薄板状泥晶灰岩和含颗粒泥晶灰岩，夹含浅海生物化石的页岩。泥晶灰岩单层厚 0.03～0.05cm，岩性单一，层间夹泥质页岩，含颗粒泥晶灰岩单层厚 0.1～1m，颗粒主要有介壳、鲕粒及少许内碎屑，主要生物化石为瓣鳃类，次为菊石和牙形刺，另有少许舌形贝、介形类、腹足类及海百合茎。飞仙关组上部为局限海泻湖环境，主要岩石为紫红色陆源粘土岩，或与泥灰岩成互层。生物化石数量众多，个体完整，但种、属单调，几乎全为广盐度的瓣鳃类。在紫红色陆源粘土岩中，夹数十层介屑泥晶灰岩薄层，介屑几乎全含极浅水下才能繁殖的小腹足类、介形类残骸。

下三叠统嘉陵江组为泻湖-蒸发台地沉积。由条带状灰岩、蠕虫状灰岩与白云岩、膏岩组成两个旋回。条带状灰岩中见瓣鳃类。有孔虫、腹足类碎屑及"鸟眼"构造和生物钻孔多见于嘉一段。蠕虫灰岩呈薄至中层状，见骨屑、藻屑，局部夹鲕灰岩和内碎屑灰岩，多见于嘉三段。嘉一段、嘉三段主要为局限海泻湖环境，局部出现台内浅滩。嘉二段、嘉四段为石膏和白云岩互层，自嘉四段起，越向上石膏越多，岩层变厚。

此外，鄂尔多斯地区的奥陶系，虽然与华北同为一个海域，但据井下钻探的成果分析，其沉积组合更近于四川的下三叠统。

5. 陆地边缘—开阔海组合

这类组合的典型例子是上扬子和下扬子区（浙西—赣中）的上二叠统。上二叠统下部的龙潭阶(P_2l)在这些

地区是以灰、深灰色砂岩、粉砂岩、页岩、砂质页岩为主的含煤岩系，砂岩具斜交和波状层理，含腕足类、瓣鳃类、有孔虫、苔藓虫、海百合茎和植物化石，主要为三角洲、砂泥坪和滨海沼泽环境，在上扬子地区见石灰岩夹层。上部长兴阶(P_2ch)主要为灰、深灰色厚层状石灰岩、生物碎屑灰岩，富含蜓科、珊瑚、腕足类、苔藓虫化石，在四川盆地还见虫、藻滩。属典型的开阔海环境。

与前四种类型相比，此种组合是一个典型的海进沉积序列。类似组合还见于南盘江地区的早泥盆世及早石炭世。

6. 海湾泻湖组合

大规模的海湾泻湖沉积主要见于华北地区的上石炭统。其岩性以灰色泥岩、生物碎屑灰岩为主，夹粉细砂岩和煤层。常见水平、波状层理及块状层理；偶见爬痕及潜穴。主要植物化石有柯达、鳞木、芦木、羊齿等，海相化石有蜓科、腕足类、珊瑚、海绵、牙形刺、棘皮类、介形类和瓣鳃类。反映了当时气候温暖、雨量充沛、海水极浅、海平面时有波动以及地势平坦的环境背景。

二、台地边缘沉积体系

台地边缘沉积体系相当复杂。一个发育完善的台地边缘沉积体系，往往由三部分组成，即浅滩相、生物礁相和斜坡相。最高能的部位是生物礁，由礁向海一侧为斜坡，向陆一侧为浅滩。

1. 浅滩相

在清水环境中，浅滩是碳酸盐颗粒或碎屑的堆积场所，主要有生物碎屑、内碎屑、鲕粒、核形石和砂屑等。在波浪和海流的作用下，各类颗粒常被磨蚀和筛选，且缺乏泥晶填隙物，常见各世代的亮晶胶结物。由于水浅，浅滩相常与潮坪形成旋回性沉积。

在台地边缘区没有生物礁的时期，可能全部为浅滩相沉积；在发育有生物礁的时期，浅滩相可以出现于周期发育的生物礁体内部，或两个生物礁之间。生物礁的礁基(礁的先驱阶段)，也常常是浅滩相。

浅滩在地质历史中分布很广，有台缘滩与台内滩之分。台缘滩大部分出现于寒武-奥陶纪扬子浅海的南缘，及二叠纪上扬子地区的云南富宁—贵州册亨、紫云一带的浅海台地边缘。下三叠统飞仙关组川鄂交界的台缘滩也比较典型。台内滩见于华北地区的寒武-奥陶系，四川地区的二叠系、下三叠统以及石炭系。

川东鄂西交界处的下三叠统大冶组是台缘滩，由鲕粒、生物碎屑、砂屑及核形石组成的混合沉积体最为常见。下部常为亮晶生屑灰岩，向上依次变为亮晶核形石灰岩、亮晶砂屑灰岩、亮晶鲕粒砂屑灰岩。其层序组合特征是，下部为斜坡沉积物，中部为滩坝沉积物，向上过渡为潮坪沉积。随着台地的扩展，该台缘滩出现的层位向东依次变高(图 3-30)。

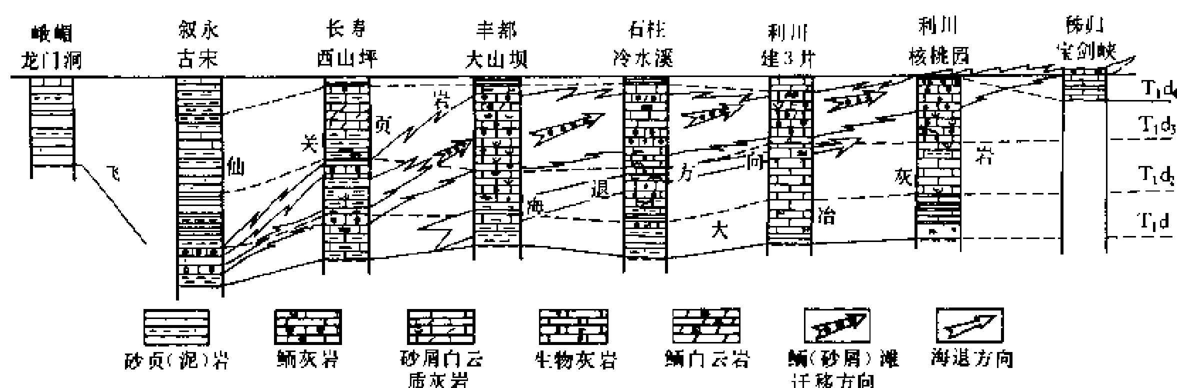


图 3-30　川鄂地区下三叠统大冶组(飞仙关组)台缘滩发展趋势图

贵州的福泉往西经青岩至安顺，向南至贞丰，再向西转向云南境内，是扬子台地南缘的相变带，其北为极浅水区，南为较深水区。该相变带发育了一种极为特殊的浅滩，它由经过强烈成岩作用的玛瑙纹灰岩、叠层石灰岩、含岩屑灰岩构成重复的旋回性沉积，每个相序一般厚2～5m。这种旋回性沉积主要见于起伏很大、排水条件好、具陡峻台前斜坡的台地边缘浅滩，与Wilson J L(1975)报道的洛非尔旋回近似(图3－31)。

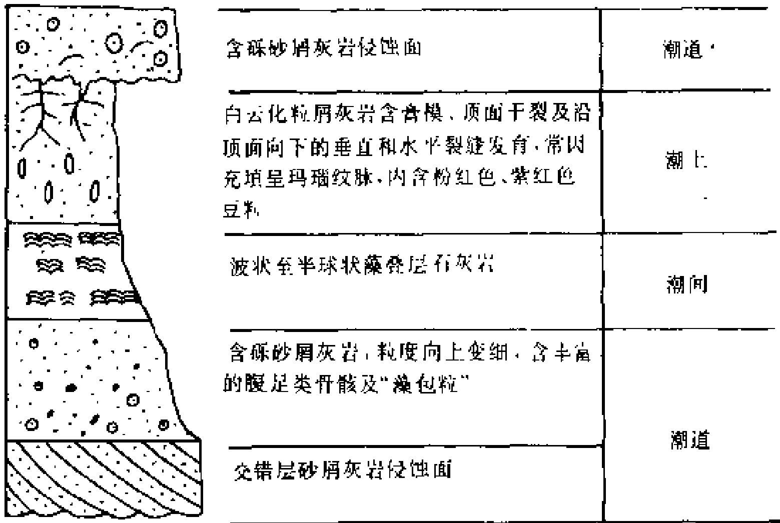


图3－31　贵州青岩地区拉丁尼克期(T_2^2)垄头组洛非尔旋回理想图

(据吴应林，1989)

2. 生物礁相

生物礁是海洋环境中唯一以生物的繁殖、生长为主建立起来的碳酸盐岩体。礁有多种分类和命名。按形成环境和古地理位置，将中国的生物礁分为以下几种类型。

点礁：多在浅海台地内部，规模很小，一般没有礁前、礁后之分。

岸礁：多在近岸地带，礁后没有明显的泻湖或仅有较小的泻湖，向岸一侧没有点礁。

台地边缘礁：分布于浅海台地的边缘，礁前、礁后发育完好。礁后一般存在开阔海或局限海，还常有点礁。

斜坡丘：由于水较深，一般造礁生物含量低，常见的岩石为障积岩，礁前、礁后都不明显。

塔礁、马蹄礁或环礁：形成于深海区的孤立台地之上，礁岩厚度大。中间没有泻湖的为塔礁；围绕着孤立台地边缘生长且中间具有泻湖时，则为马蹄礁或环礁。

中国地质历史中，各时代均有礁体发现，但最主要的造礁期是泥盆纪和二叠纪。随着地质历史的演化，造礁生物也不尽相同(表3－4)。

一个完整的生物礁发育旋回一般分为四个阶段：①先驱阶段，常为棘皮动物碎屑组成的浅滩；②拓殖阶段，多为枝状或丛状生物生长时期，岩石主要为障积岩；③泛殖阶段，造礁生物种属较多，岩类也复杂；④统殖阶段，多为单一的造架生物生长期，骨架岩构成此时的主体。在其他造礁条件都适宜的背景下，海平面的波动是生物礁发育与消亡的决定因素。

生物礁体的主要岩石类型有三种，即骨架岩、粘结岩和障积岩。现以研究程度较高的贵州

紫云二叠纪长兴期生物礁❶为例，概述如下：

表 3-4　震旦纪—早、中三叠世生物礁分布及造礁生物表

时　代	造　礁　生　物	主要分布地区
晚震旦世	藻	黔北，湘西
寒武纪	古杯海绵、藻	黔北、湘西
奥陶纪	藻	皖南、湖北松滋、宜昌，江西、浙江交界地区
志留纪	苔藓虫、层孔虫、海绵、珊瑚、藻	黔北、川东，川西北
泥盆纪	层孔虫、刺毛虫、珊瑚	南盘江，湘中，陕南
石炭纪	苔藓虫、珊瑚、藻	南盘江，塔里木，北部湾
二叠纪	海绵(主)、藻、珊瑚(少)	南盘江，川东，鄂西，湘西，湘中，江西，安徽铜陵，浙江桐庐
早、中三叠世	海绵	四川绵阳

贵州紫云一带二叠纪生物礁的发育始于早二叠世茅口期，礁核相地层称紫云洞灰岩。向上，上二叠统吴家坪组下部为白云岩，上部为石灰岩夹 5 个珊瑚层。长兴组由礁后的磨南石灰岩、礁核相石头寨石灰岩组成。吴家坪组(纪要坡组)顶部有 1.5～20m 的砖红色砂岩(图 3-32)。

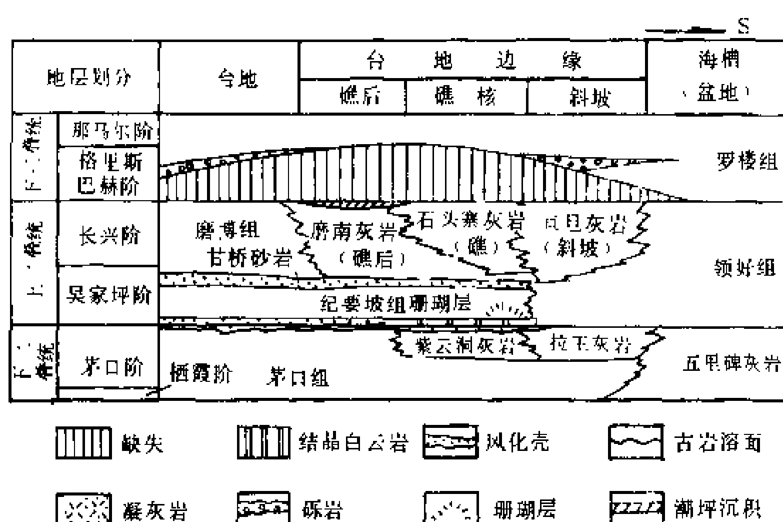


图 3-32　贵州紫云地区二叠纪地层及沉积相关系图

(据王海生，1993)

(1)造礁生物

造架生物主要为海绵，计有钙质海绵纲的串管海绵目和纤维海绵目、硬海绵纲、普通海绵纲和水螅纲。连接生物有钙藻(结壳状古石孔藻)，硬海绵中的结壳状 *Tabulozoa*，一些泡孔目的苔藓虫及管壳石等。障积生物多为钙质海绵(最常见的是 *Sollasia*)和枝状四射珊瑚。

(2)礁相的岩石特征

①礁核亚相：常见的岩石是骨架岩、胶结骨架岩、障积岩、角砾岩、漂浮岩和颗粒岩及泥粒

❶ 王海生，1993，贵州紫云二叠纪生物礁

岩。骨架岩主要由造架生物和连接生物组成；胶结骨架岩主要由骨架岩角砾和胶结物组成，其成因与古岩溶有关。障积岩由枝状海绵和细沉积物组成，形成于礁的初期；角砾岩和漂浮岩系由礁骨架和造礁生物碎片及其他细沉积物组成的夹层，可能为强风暴影响的结果。颗粒岩和泥粒岩由生屑、内碎屑组成，形成于相邻骨架的沟道系统。

②礁前斜坡亚相：可分为近端微相和远端微相。近端微相由骨架岩和泥粒－颗粒岩的砾石组成，直径可达数十厘米，呈杂乱分布，无分选，砾间为基质充填，海底胶结物少见。远端微相由泥粒岩、粒泥岩及漂浮角砾岩组成，砾径数厘米至十几厘米，砾间为基质充填，可见发育的粒序层和冲刷侵蚀面。

③礁后生屑滩亚相：主要岩类为生屑泥粒岩和颗粒岩；生物主要是钙藻、有孔虫、蜒科、管壳石、腕足类、棘皮类，局部可见海绵、水螅和丛状四射珊瑚。岩石呈厚层状，白云岩化较为普遍。

(3)礁的发育阶段

长兴期的生物礁可分出三个发育阶段：早期阶段，始于吴家坪期末，先是由有孔虫－棘皮类形成水下浅滩(即今泥粒岩)。继之为分枝状造礁生物营造为泥丘(即今障积岩)，丘小滩大；中期阶段，造礁生物大量繁殖，形成典型的抗浪骨架(即今骨架岩)，生物礁和浅滩分布较广；晚期阶段，造礁生物的繁殖达到鼎盛时期，礁核相范围进一步扩展。其后，因长兴期末大规模海退而消亡(图 3－33)。

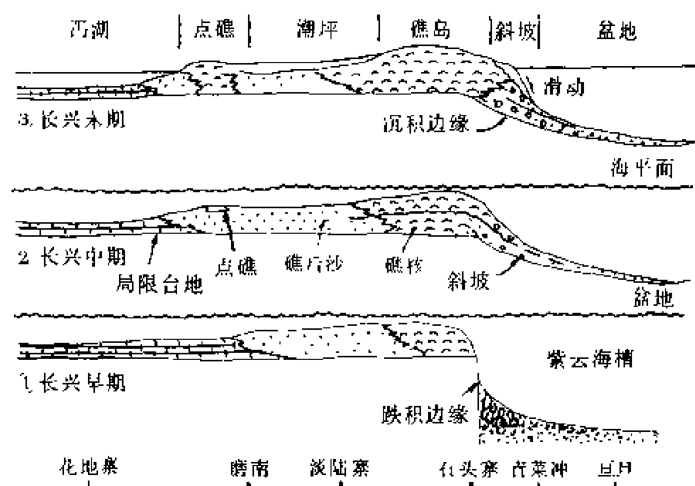


图 3－33　贵州紫云地区二叠系长兴阶(P_2ch)生物礁发育模式图

(据王海生，1993)

(4)生物礁发育与海平面升降的关系

生物礁的发育与海侵有关，当海侵达到高潮时，利于造礁生物的繁殖。在海面持续上升过程中，生物礁的生长速度一般与海平面上升速度同等，因此在台地边缘可形成一定厚度和规模的生物礁体。当海平面下降时，生物礁体因造礁生物暴露死亡而停止发育，礁顶白云岩化，变为潮坪或浅滩。因此，一个稳定时期的生物礁体，常是随海平面的升降而呈现出若干个旋回。紫云地区二叠纪礁的特征也大体说明了这一过程。

3. 斜坡相

斜坡是浅海向深海过渡的最陡部分，其上的大部分沉积物，以块体重力搬运的形式来自浅

岩块，均系浅水及流动过程中所俘获。该相内完整的鲍马序列(图 3-36A)非常少见，在 19 筒取心中仅见到 1 块。其他不完整的鲍马序列基本可分为 3 种类型：①AAE—AE 型(图 3-36B)，砂岩较粗，为中细砂岩、粉砂岩，局部含砾，厚度较大，一般为 20～30cm，最厚可达 45cm；②ABCE—BCE 型(图 3-36C)，砂岩较上一类细，为细砂—粉砂，厚度为 10～20cm，最厚达 30cm；③BCDE—CDE 型(图 3-36D)，砂岩较上述两类都细，厚度较薄，一般在 5～10cm，最大厚度达 20cm。3 种类型鲍马序列的组合在垂向上的分布，基本上是第一类居上，在 2766～3450m 井段；第二类居中，在 3450～4000m 井段；第三类居下，在 4000～4366m 井段。这反映了沉积盆地边界断裂活动加剧，使物源区和沉积区之间的高差加大，造成了鲍马序列组合类型在垂向分布上的变化。

在海底扇亚相的底部发育了一层厚 34m 的页岩。该页岩在露头剖面上采得大量笔石化石。

在野外剖面中，自却尔却克组(O_1—O_2)至上奥陶统元宝山组和银屏山组，主要为一套灰、灰绿色细—粉砂岩与深灰色泥岩(局部夹砾岩)组成多旋回韵律层，产笔石、放射虫和海绵骨针化石，厚 2500 余米。岩石中常见沟模、槽模及冲刷模。实质上奥陶系为一个多旋回的海底扇(表 3-5)。

南盘江地区的中、下三叠统，也显示了浊流盆地的特点。该地区由细砂岩、粉砂岩—灰黑色钙质泥岩夹灰岩和火山碎屑岩组成的韵律层，大都属海底扇，扇的主体位于田东、百色、东兰、凤山和隆林一带。

图 3-36 塔里木盆地塔东 1 井奥陶系岩心完整的鲍马序列(A)及其他层序类型(B—D)示意图
(据阎火，1991)

2. 静海相

该相远离物源区，水体较深。其特点是沉积物细，以垂直降落为主，偶见化学沉淀物，因此，沉积厚度小。由于水体温度低，CO_2 分压偏高，常处于过渡区或无光区，因此，不适于造岩生物，尤其是能够分泌 $CaCO_3$ 的藻类和底栖生物的生长，$CaCO_3$ 也难以达到过饱和，所以碳酸盐沉积物一般很少，生物十分单一。

典型的静海相见于广西靖西—贵州都匀、铜仁一线以东，湖南大庸、慈利—湖北通城—江西瑞昌—安徽石台、泾县一线以南，广东湛江—江西南城—浙江开化、慈溪一线以北。发育的时限为晚震旦世至奥陶纪。其中，晚震旦世至早寒武世静海相遍及上述各线圈定的范围之内，中寒武世至奥陶纪，范围缩至湘中、赣西一带。晚震旦世早期陡山沱期，桂北、湖南及江西境内的陡山沱组、皖南一带的蓝田组，沉积物多为砂质页岩、黑色页岩和硅质页岩，夹含磷板岩和含锰碳酸盐岩，局部夹石煤透镜体。在湖南桃源一带最厚，可达 180m，一般不足 100m。江西修水一带最薄，仅 6～26m，且夹凝灰岩。晚震旦世晚期，包括桂北的老堡组，湖南境内的留茶坡组，江西修水、武宁等地的灯影组和皖南地区的皮园村组，其沉积物的颜色都十分单调，岩性也比较单一，主要为灰色、灰黑色薄层、中层状硅质岩、硅质页岩，夹页岩和碳质页岩。岩石微细纹层十分发育。厚度一般仅几十米，湘东北平江和安徽休宁分别为 230m 和 195m，而湖南浏阳仅厚

3m。此厚度与扬子陆表海期沉积相比，大致差500～600m。

表3-5 却尔却克山至元宝山一带海底扇浊积岩纵向序列

（据王炯章等，1989，改编）

却尔却克剖面

时代	层号	相	位	
O_3	164—160	D相		扇退↑扇进—
	159—126	B_2↑A_4	中扇网状水道砾质砂岩	
	125—111	D夹B_2	中扇块状砂岩	
	110—102	G相	远洋泥	↑扇退
	101—I 1	G相夹B_2及G相	中扇近源浊积岩	↑扇进—
	144—113	D相	外扇远源浊积岩	
	112—107	D夹C相		
O_2—O_1	106—100	E相	外扇外缘，盆地平原	↑扇退—
	99—90	D相	外扇远源浊积岩	
	89—58	C—D相叠覆	中扇远源浊积岩↑中扇近源浊积岩	↑扇进—
	57—43	D相	外扇远源浊积岩	
	42—39	E相	外扇外缘，盆地平原	
	38—I 37		硅质岩（放射虫）黑色笔石页岩	
		深海槽盆		
	36—17		瘤状灰岩	
		广海陆棚		

雅尔当山－元宝山剖面

层号	相	位	
91—90	E相		扇退↑扇进
I 89—I 20	D夹少量C	中扇远源浊积岩 中扇近源浊积岩 水道砾质砂岩	
19—I 1	B_2→C→D		
298—285—284—187	G相	远洋泥	扇退↑
	C—D相叠覆	中扇远源浊积岩↑中扇近源浊积岩	近源↑远源浊积岩叠覆
186—162	D相	外扇远源浊积岩 中扇水道沉积	扇退↑扇进
161—152	B_2相	中扇水道块状砂岩	
151—144	E相夹钙屑浊积岩	外扇外缘，盆地平原（钙屑浊积岩）	
143—131	黑色笔石页岩		
	深海槽盆		
130—93	瘤状灰岩		
	广海陆棚		

由于华南边缘海盆地内部寒武系与震旦系的接触是整合过渡关系，因此，其环境具有一定的继承性。湘中涟源、新邵、邵东、祁阳一带，寒武系厚约360m。其中，下寒武统为黑色碳质、硅质板岩，夹石煤层和砂岩，厚32m；中寒武统为黑色碳质页岩、粉砂岩和薄层灰岩，厚35～95m；上寒武统主要是青灰色千枚岩、灰黄色粉砂岩，夹黑色泥质灰岩、硅质灰岩，厚240m。向北至湖南沅陵、叙浦一带，下寒武统为碳质板岩、硅质岩，夹石煤和结核状磷矿层，厚150～300m；中、

上寒武统为深灰色纹层状泥质白云岩、泥质灰岩、条带灰岩，底部为硅质页岩夹白云岩和石煤，厚 500～1000m。浙西、皖南一带寒武系厚度大于 1000m。其中，下寒武统为厚 300 余米的灰黑色碳质页岩、泥岩夹石煤层，上部见白云质灰岩与碳质硅质泥岩的互层；中寒武统主要是灰黑色微细纹层状灰岩、条带状灰岩与硅质泥岩互层，厚 300m 以上；上寒武统为深灰色薄层状灰岩、灰黑色钙质页岩夹碳质灰岩和泥质条带灰岩，厚度近 400m。

奥陶系在湖南桃江、安化一带为黑灰色硅质页岩、碳质页岩、页岩，夹砂质页岩和粉砂岩，厚 300～500m；浙西、皖南一带为灰、灰绿色、灰黑色页岩、砂质页岩、碳质页岩及硅质页岩和粉砂岩，局部夹瘤状灰岩，厚 1000～1500m；湖南茶陵至广西全州一带主要是深灰色页岩、碳质页岩和粉砂岩、细砂岩，厚 3000m 左右。

晚震旦世至奥陶纪的沉积物，归纳起来具有以下特点：①岩石的颜色单调，以暗色为主；②化石单一，主要为三叶虫、笔石和反映深水安静环境的海绵骨针；③以薄层沉积为主，微细纹层十分发育；④沉积物以泥质、碎屑物和硅质为主，碳酸盐岩不发育，且厚度很小。

广布于南盘江至湘中直至下扬子和鄂北地区的早二叠世晚期的沉积（相当于茅口组、当冲组、孤峰组），也显示了静海盆地的特点。其岩石类型主要为硅质岩、硅质页岩、粉砂岩和泥晶灰岩，普遍含放射虫、海绵骨针、牙形刺、小壳腕足类和菊石化石。类似的静海相沉积，还见于上奥陶统五峰组、上二叠统大隆组，可能还包括下三叠统大冶组底部的沉积。

3. 类复理石相

该相多见于水体较深而地壳又不太稳定的地区。其沉积厚度巨大，夹有较多的火成岩。在沉积相的划分上，多置于槽盆相区。在中国，此类沉积物业已变质，对油气意义不大，现择对后期沉积和构造发展有明显影响的中国东南部类复理石相作一概述。

中国东南部此类相带分布区是湘南、赣南、浙南、桂东和闽粤一带。区内下震旦统为一套碎屑岩沉积，夹有火山碎屑物、中基性和中酸性火山熔岩，局部具类复理石韵律，偶见硅质岩，顶部见冰碛砾石，厚数公里。上震旦统为绿色凝灰岩和凝灰质砂岩组成的复理石，顶部夹数层硅质岩，大部已经变质，厚 2000～3000m。寒武系为泥质、碳质页岩与泥质粉砂岩、砂岩组成的韵律层，火山物质明显减少，厚 3000m 以上。其中部分属真正的浊流沉积（王鸿祯等，1986）。化石稀少，主要为海绵骨针，偶见无铰纲腕足类，大部地区也已变质。奥陶系也为一套泥、砂质组成的类复理石，大部已片理化，古生物化石主要为笔石，偶见腕足类，厚数百至 2000m。至志留纪海槽范围变小，仅限于广西钦州至玉林一带，典型沉积物为灰黄、黄绿色砂岩、粉砂岩与砂质页岩、黑色页岩、绢云母页岩组成的韵律层，主要化石为笔石，上统产腕足类和三叶虫，厚 1700～5955m。

除上述三种海相沉积体系外，还有一种沉积类型是孤立台地和裂陷槽，二者由浅水至深水成为一个体系。其浅水部分与浅水台地无异，只是缺乏陆源物质，或陆源物仅见于孤立台地形成的早期。孤立台地边缘也有发育好的礁或滩；向深水过渡地带亦有各类斜坡沉积物。裂陷槽内多属静海相类型。这种小型台、槽对峙的格局，主要发育于南盘江地区，发育的时限为泥盆纪至二叠纪。

第四节　沉积模式和生储油岩沉积类型

一、沉积模式研究简况

模式、相和环境，是沉积学中常使用的术语，三者间存在着不可分割的内在联系。关于它们

的确切含意和概念，国内外许多著作皆有过详细的论述。概括地说，环境是一个以沉积作用为主的自然地理单元，是在物理上、化学上和生物上不同于相邻地区的一块地球表面；相是沉积环境的古代产物，它是沉积岩体的几何形态、岩石学特点、古生物特点、沉积构造特点和古水体流向特点的总体表现；而模式（相模式）是对环境及其产物和作用过程的高度概括，它描述和再现了沉积作用的面貌。

沉积岩的形成是一个复杂的过程，从内在因素上说，它受着水体物理状态、化学性质、水体流向以及生物作用的控制；外部因素还受着海（湖）平面变化、气候变化和大地构造作用的影响。

关于沉积岩的形成机制，除部分参数是由实验模拟得出以外，一般是采取"将今论古"的原则推论。随着研究工作的深入，人们发现，古代沉积还不能完全与现代沉积相类比。因为古地理环境的演化不是一个简单的重复。所以越来越多的学者都在采用各种手段，不断地探索古代沉积本身的内在特征。尽管如此，在建立模式时还存在着许多困难，所以也难见到一个完美无缺的模式。

海相沉积模式在国外 60 年代初就已有人提出，但比较完整的模式却是在 1970～1975 年由 J L Wilson 建立的。Wilson 的模式包括盆地、台地边缘和台地 3 个沉积区和 9 个相带（Wilson J L，1975）。

J L Wilson 建立这个模式时，大体上考虑了海底地形、大地构造背景、水体能量、气候及地质年代等诸项控制沉积形成的因素。由此可见，它是一个适用于大区域的综合性质的模式。其中的 9 个相带，在研究区内究竟存在哪几个，主要受研究区的自然地理条件限制。如盆地相带和陆棚相带的出现，必须在有深水区的条件下才有可能；礁相带和滩相带有可能沿走向交替出现；是否存在开阔海台地相带，决定的因素是礁、滩相带距海岸的远近和水的深浅。Wilson 指出"没有任何一个实例能同时具有这 9 个相带"。

Wilson 建立的这一模式，较全面地概括了沉积相和环境的总体特征，比较客观地再现了沉积环境的面貌和沉积作用过程，所以对沉积模式影响较大，至今许多人仍在沿用。尽管在实践中对该模式有所修正、完善和补充，但建立模式的基本技术思路，仍然受着 Wilson 模式的影响。

Wilson 的模式问世后不久，关士聪等（1980，1984）提出了中国晚元古代至三叠纪海域沉积的综合模式。这个模式充分考虑了中国古生代海域的特征和地质历史背景，把中国古生代海域沉积划分为台棚和槽盆两个相组，包括陆地边缘、台地、台地边缘、浅海盆地、浅槽盆和深槽盆 6 个相区，再分为 16 个相带（关士聪等，1985）。

与 Wilson 的模式相比，关士聪的模式有三个显著特点：一是对台地边缘向海一侧的深水沉积区，作了更详细的划分，它能够更好地反映中国地槽区的环境特征；二是根据中国古生代海相的沉积特点，把邻近古陆的碎屑岩海岸沉积物，作为一个古地理单元纳人了沉积模式；三是在台地相区内增加了"凹槽台地相带"，它属台内水体能量最弱的地带，并指出泥盆纪、石炭纪的珠江海台地相区中发育有此相带。此相带的建立，充分考虑了晚古生代珠江海域在海西期拉张裂陷活动的构造背景。

近几年来，建立了潮坪碳酸盐、台缘砂滩碳酸盐、浅海风暴-潮汐流沉积、非重力流深水碳酸盐等沉积模式。侯方浩等（1991）提出了西南地区晚古生代孤立台地、斜坡、台间槽、连陆台地、缓坡和生物礁的模式。这些，对正确理解、判断一个沉积体的环境特征、相序变化及沉积作用过程，都是十分有益的。

关于陆相沉积模式的研究，在60年代初，中国石油部门提出3个相组9个相带的体系。当时考虑了陆地(包括湖底)的地形、沉积水体的氧化和还原环境、古生物的生态以及古水动力等方面的因素。经过20多年的实践检验，安作相(1983)根据上述60年代初提出的陆相含油气区沉积相划分的标志和体系，提出和建立了陆相沉积模式，即把上述3个相组9个相带进一步充实和完善。近年，吴崇筠等(1992)进一步对坳陷型和断陷型的湖泊，进行沉积模式的研究。她分别研究两种湖泊扩张期和收缩期各种相带分布的特点，并且建立了沉积模式。同时，她指出：上述分类模式主要从构造和地形考虑，还未增加气候和物源的因素，因而还需进一步研究，加以补充和修改。

二、陆相沉积模式

建立陆相沉积模式，要考虑构造状况、古气候、古地理、物源区古地形及古水系等因素。盆地构造背景和构造类型决定盆地的地层格架、整体沉积面貌、沉降沉积速率和沉积演化；古气候决定湖泊水体性质和岩性组合；古地理影响沉积物的性质；物源区古地形和古水系的分布，制约着沉积体系的发育、相带展布及其碎屑物质的成熟度等。

基于上述诸因素，将中、新生代陆相沉积模式概括为如下主要类型：

1.克拉通内大型坳陷盆地沉积模式

克拉通内的大型盆地的轮廓受中新生代成盆期前大地构造背景及周围褶皱山系走向所制约，形成不同形态的开阔湖盆。

不论老克拉通盆地或新克拉通盆地，其内部结构都比较简单，或为低幅度隆坳相间(塔里木盆地、鄂尔多斯盆地)，或自盆地边缘斜坡向盆地内部坳陷倾斜(松辽盆地)。一般坳陷较为宽阔，岩性、岩相和沉积厚度分布较为稳定，沉降速率较低，如鄂尔多斯盆地中下侏罗统沉降速率为0.02mm/a。在山前带，即克拉通向山系一侧，常发育平行山系走向的强烈沉降带，横越沉降带走向，其岩性、岩相和沉积厚度变化迅速，向稳定克拉通方向地层格架呈不对称分布，在山前带有较高的沉降速率，如准噶尔盆地南部乌鲁木齐山前坳陷侏罗系的沉降速率可达0.056mm/a。

在没有山前带发育的坳陷盆地，其沉积相带的分布多呈环带状，沉降中心和沉积中心基本一致，深湖区位于湖盆中部。在有山前带发育的坳陷盆地，其沉积相带多呈不对称环带状，沉降中心和沉积中心有偏离，深湖区一般临近山前坳陷向盆地内部坳陷的过渡区。大型坳陷盆地湖盆充填形式主要有以下4种：

1)冲积扇—辫状河—曲流河—三角洲—浊流及深湖泥质沉积(轴向)；

2)冲积扇—辫状河—三角洲—浊流及深湖泥质沉积(缓坡)；

3)扇三角洲—浊流及深湖泥质沉积(陡坡)；

4)冲积扇—河流—滨浅湖沉积。

前二种充填型式发育于湖盆沉降期，第三种型式常发育于山前沉积带(图3-37A)，第四种充填形式发育于湖盆抬升期。

不同地质背景上的坳陷盆地，其湖区及水体深度有较大区别。位于潮湿气候带和拉张性构造背景上的坳陷盆地，湖盆扩张期水体较深，面积较广，深湖区可占盆地面积的40%，收缩期湖区小而浅。在成煤期，坳陷盆地常出现浅水湖泊及沼泽交替沉积(图3-37B)。位于干旱气候带和挤压背景上的坳陷盆地，冲积平原及河湖交替变动带广阔，而稳定深湖区面积小，后者一般仅占盆地面积的10%～15%。当气候更趋干旱时，则多出现膏盐类沉积。

2.克拉通内裂谷盆地沉积模式

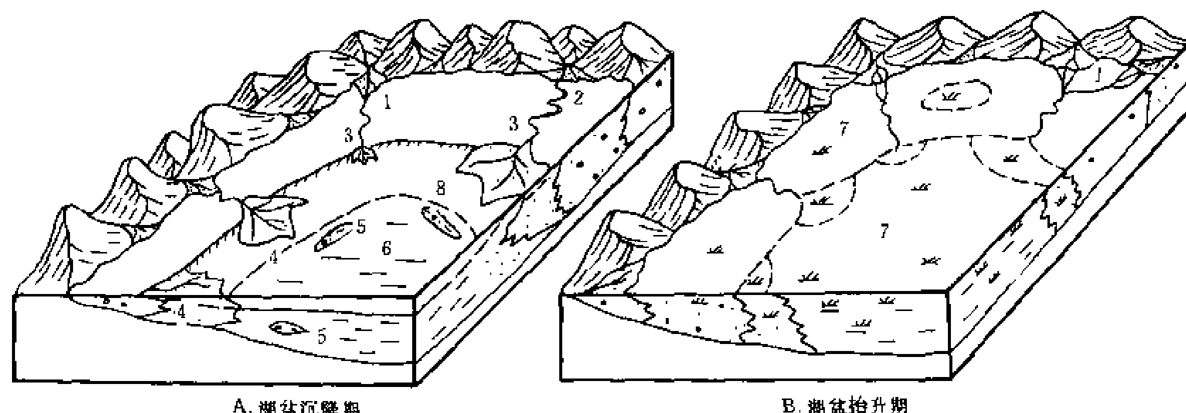


图 3-37 克拉通内坳陷盆地沉积模式

1—冲积扇；2—辫状河；3—曲流河；4—三角洲；5—浊积体；6—深湖相；7—沼泽相；8—滨浅湖相

中国东部裂谷盆地受北东及北北东向断裂系统所控制，盆地轴作北北东向（渤海湾盆地）、北东东向（二连盆地）和北东向（苏北—南黄海盆地）延伸，盆地内部在次级断裂控制下，形成隆起与坳陷、凸起与凹陷相间的构造格局。

裂谷盆地的沉积演化受盆地边界断裂及内部主干断裂所控制，形成箕状断陷模式或双断模式。沿断裂带发生拉张和沉陷，每个断陷被拉开的水平距离为 2～15km，其垂直落差 1～10km。有较高的沉降速率，如渤海湾盆地东濮凹陷沙三期（E_2s_3）达 1.25mm/a，沿断裂带有多期火山喷发。在持续拉张构造背景下，湖盆范围不断扩大，尤其当沉积演化进入深陷和扩张期，深湖区的面积可占二分之一。

由于各个裂谷盆地处于不同古气候带，其沉积物性质有较大差别。在潮湿气候带以发育浅水湖泊及沼泽含煤为特色，如二连盆地；在干旱半干旱气候区以发育浅水细粒碎屑岩及含盐沉积为主，如江汉盆地；处于过渡带气候区的盆地，以发育灰色沉积及各种粒级的碎屑沉积为特征，如渤海湾盆地。

裂谷盆地主要的充填形式有 5 种：

1）冲积扇—水下扇—深湖泥质沉积；

2）冲积扇—扇三角洲—浊流及深湖泥质沉积；

3）冲积扇—辫状河—三角洲及深湖泥质沉积；

4）滨浅湖滩砂和坝砂沉积；

5）冲积扇—河流—三角洲—盐湖沉积。

前两种是裂谷湖盆最典型的充填形式。裂谷盆地深陷期山高水深，坡降大，是重力流沉积最发育阶段，有分布于陡坡带的水下扇，也有出现于缓坡带有供给水道的远岸扇，轴向和横向水道重力流（图 3-38A）；裂谷盆地收缩期和沉降早期湖区范围较小，水体较浅，以发育各种类型三角洲为主，扇三角洲见于陡坡带，辫状河三角洲见于缓坡带。各种三角洲沉积层序在沉降早期以退积型为主，在收缩期以进积型为主；裂谷湖盆稳定沉降期，湖盆经前期充填，地形趋于平缓，水广而浅，滨浅湖滩坝砂和碳酸盐类沉积广布；裂谷湖盆初始张裂期和衰亡期以冲积扇及河流充填为主。位于干旱气候带的裂谷盆地发育含盐沉积，有深水成盐和浅水成盐两种类型（图 3-38B）。伴随裂谷演化过程有多期基性火山岩喷发，以初始张裂期最普遍。

3. 褶皱带内盆地沉积模式

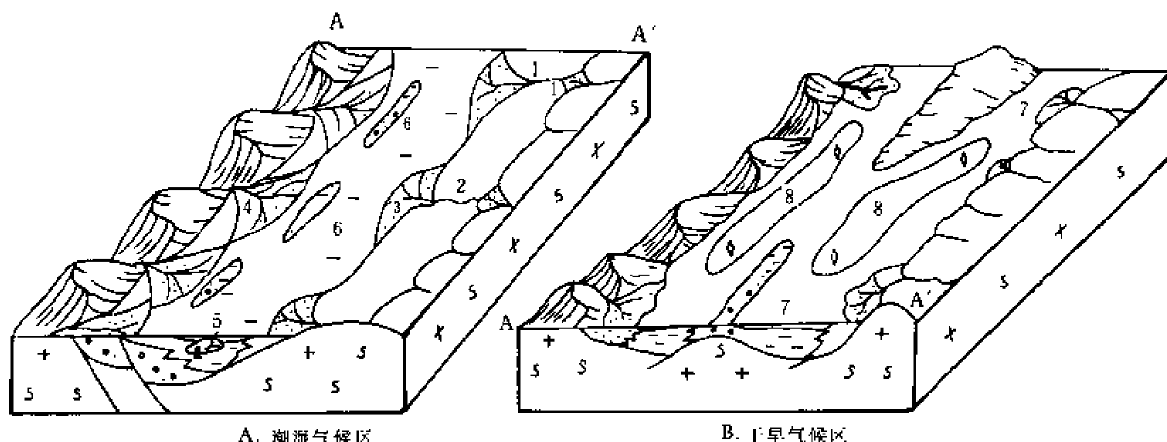


图 3-38　克拉通内裂谷盆地沉积模式图

1—冲积扇；2—辫状河；3—三角洲；4—扇三角洲；5—浊积体；6—深湖相；7—滨浅湖相；8—盐湖相

褶皱带内盆地主要指发育于西部挤压背景的褶皱带内中小型盆地，如吐-哈、三塘湖、库木库里和可可西里等盆地。

盆地轮廓多呈狭长状，其延伸方向与区域褶皱带、区域主断裂方向一致。盆地横剖面多呈不对称，一侧为缓坡，一侧是以逆冲断裂带为边界与山系相接的陡坡。狭长盆地内部被横向的隆起或凸起分隔为坳陷或凹陷。

物源是多方向的，周边山系不均衡升降运动对沉积物的分布、沉积物类型有重要影响。沉降沉积中心靠逆冲断层陡坡一侧，随着山系不断隆升，沉降沉积中心逐渐向缓坡方向迁移。

由于该类盆地处于挤压应力场内，且周边山系供给大量碎屑物质，所以深水区范围较小，古气候对沉积物性质有明显控制作用。当气候温暖潮湿，发育浅水湖泊和沼泽沉积；当气候干旱，则为普遍的红色沉积。其主要充填形式有以下 4 种：

1)冲积扇—扇三角洲—浊流及深湖泥质沉积(图 3-39A)；

2)冲积扇—辫状河—三角洲—浅湖泥质沉积；

3)冲积扇—河流—三角洲—湖泊沼泽沉积(图 3-39B)；

4)冲积扇—河流—浅水湖泊沉积。

湖沼沉积是该类盆地主要的油气源层，各种类型的三角洲储层发育，形成自生自储组合。

4. 大陆边缘盆地沉积模式

大陆边缘盆地分布于中国沿海大陆架，受太平洋板块向西北俯冲的影响，形成一系列北东向、北北东向的第三纪沉积盆地。以台湾为界，北部为活动大陆边缘盆地，东海盆地南部和珠江口、莺-琼盆地为被动大陆边缘盆地。大陆边缘盆地在构造环境上处于拉张应力场，早第三纪属裂谷断陷，晚第三纪为坳陷型盆地。在沉积上兼有陆相、海陆过渡相及海相多种类型。在气候环境上多属潮湿带。陆相沉积主要发育于早第三纪，属潮湿近海断陷型。

(1)被动大陆边缘盆地

该类盆地的充填形式主要有 3 种：

1)扇三角洲—浊流及深湖泥质沉积(陡坡)；

2)冲积扇—辫状河—曲流河—三角洲—湖泊相(缓坡)(图 3-40A)；

3)冲积扇—辫状河—曲流河—三角洲—海相沉积(图 3-40B)。

海相沉积区建立以下 4 种模式。

1. 北方早古生代沉积模式

北方包括华北及鄂尔多斯，早古生代属同一海域，沉积物形成的主要地质时期是寒武纪和奥陶纪。总体看，它是一个水体很浅的陆表海环境（图 3-42）。

该模式中的陆，主要指的是鄂尔多斯中部。也有许多学者认为华北北部的燕山沿线有陆存在，但目前还没有足够的资料证实这一点。鄂尔多斯中部的陆，在不同沉积阶段其范围虽略有差别，但是自陆向东西两侧，水体由浅而深、相带由砂泥坪或云坪向台内点滩和滩间海的变化规律，却是十分明显的。

模式中的各种潮间环境，是华北和鄂尔多斯陆表海的主体环境之一。其中的泥坪、砂泥坪主要发育于早寒武世和中寒武世毛庄期；泻湖环境见于早奥陶世马家沟期。台内滩和滩间海是中寒武世张夏期和晚寒武世的主要沉积格局，而开阔海则是中奥陶世海侵期代表性的沉积环境。台缘滩向海一侧，从获得的资料看，已脱离了浅水环境，有代表性的深水沉积物仅见于鄂尔多斯的西缘和南缘。华北的南、北缘是否有类似沉积物，有待进一步研究证实。

在这一模式中尚缺乏礁相带，因目前这方面的资料报道较少。如"复州一大连凹陷下寒武统碱厂组发现古杯动物礁"。但因目前对该礁的规模、属性及其相关性都缺乏了解，在模式中难以给出一个确切的古地理位置，以表征其环境意义。

2. 南方早古生代沉积模式

该模式中的陆，有较充足证据的只见于滇中一川西一带。邻近此古陆，各时代的沉积物都有较多的碎屑岩。自古陆向东南延伸，地貌的总趋势是海底逐渐下降，水体逐步加深，由西北向东南依次出现近岸砂坪、泥坪→开阔海→台地边缘环境。

模式中的藻脊，主要见于四川南江一龙女一威远一线，泻湖见于四川长宁一带，这两种相都出现于晚震旦世灯影期。中、晚寒武世咸化海的特征十分明显，主要以白云岩、膏溶角砾岩和膏盐假晶的形式表现出来。台内的滞流盆地，只见于晚奥陶世五峰期，尽管其沉积物的厚度很小，但它代表一

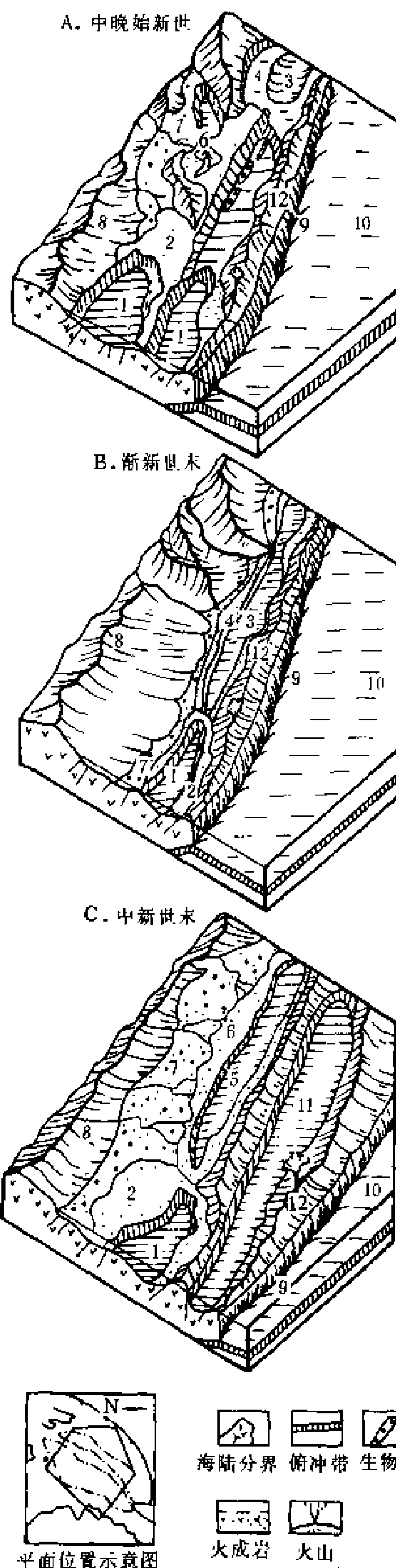


图 3-41 活动大陆边缘盆地（以东海盆地为例）沉积模式图

1—海相；2—海陆交替相；3—浅湖相；4—滨湖相；5—滨浅湖相；6—河湖交替相；7—平原河流；8—陆源区；9—俯冲带；10—大洋壳；11—大陆架；12—陆缘湖

（据王善书资料，1984，简化）

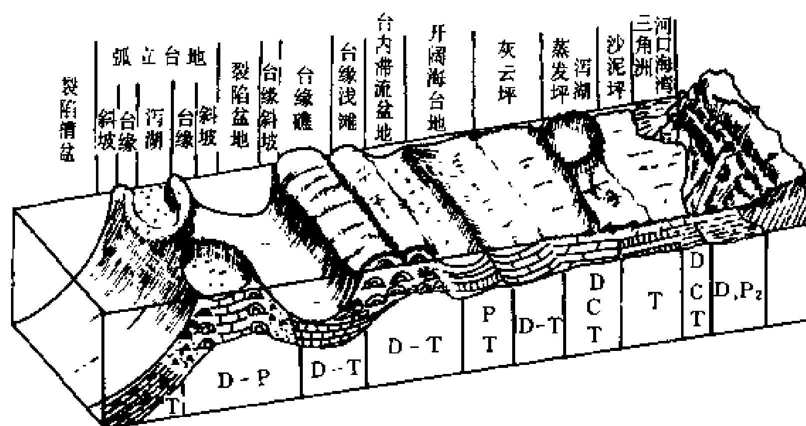


图 3-44 南方晚古生代沉积模式略图

海隔绝并缺乏对流所造成的一种闭塞环境。在滇黔桂交界的南盘江地区，早三叠世早期具静海盆地性质，其后则发展成为浊流式的裂陷槽盆。

4. 塔里木盆地古生代沉积模式

从浅水沉积来说，塔里木盆地古生代碳酸盐岩的沉积环境特征与华北和南方类似(图 3-45)。

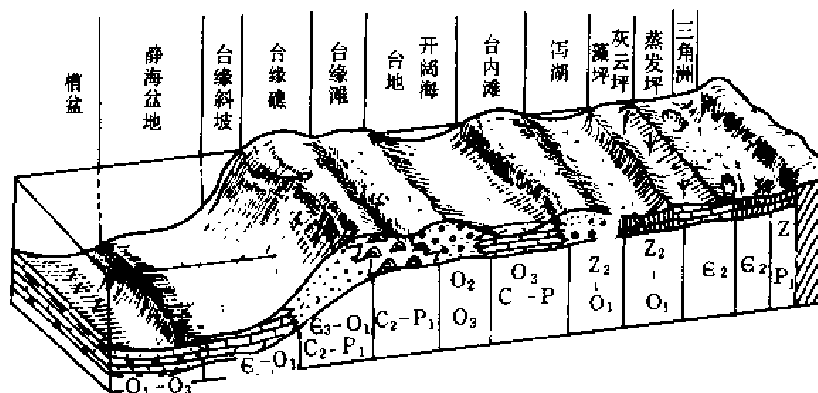


图 3-45 塔里木盆地古生代沉积模式略图

模式中的礁，主要发育于晚石炭世至早二叠世。由于地下资料不多，对早古生代的礁了解得还很不够，仅凭西部柯坪和东北部库鲁克塔格地区露头的研究成果，还不能否定其存在的可能。事实上，在塔北地区轮南 46 井中、上奥陶统已发现了由蓝绿藻、苔藓虫等构成的 2～3m 厚的粘结-障积岩，上覆开阔海台地相的生物灰岩，下伏滩相的鲕灰岩。把这种岩石组合同地面露头区的深水沉积物结合起来分析，由轮南 46 井向深水方向，存在礁的可能性是很大的。

模式中的静海盆地，出现在塔里木盆地东部的库鲁克塔格一带，发育的时限为寒武纪，兴地断裂以北则为早奥陶世。槽盆位于兴地断裂以南，发育的时限为奥陶纪。柯坪地区中奥陶统的瘤状灰岩是否属深水沉积，目前仍有争议，故未纳入该模式。

上述各种沉积模式的建立，仍沿袭了前人的主导思想，但总的思路是不宜太细，太细则不易反映和掌握主要环境特征。事实上要建立一个既全面又能令人完全信服的模式，是很难做到

海相生油气岩的沉积环境，宏观言之，乃是低能、贫氧环境。大致有三种利于生油岩形成的环境。一种是上升洋流控制的缓坡陆棚环境，一种是滞流盆地环境，还有一种是海湾泻湖环境。

陆相沉积区形成生油岩的环境，则是深湖及半深湖和各种类型的沼泽环境。

深湖及半深湖环境出现在湖泊的沉积中心地带，这里的湖水处于相对安静的环境，而且在浪基面以下，属还原环境，对于有机质的保存十分有利。此外，沼泽煤系早已证实可以生成大量烃类气。近年来，在吐-哈盆地发现湖泊沼泽相也能生成数量较多的石油，并且形成规模较大的油田。滨海沼泽相沉积的石炭—二叠系煤系，已证实为陕北中部下奥陶统风化壳气田和东濮凹陷沙四段(E_2s_4)气藏的气源岩之一。

参 考 文 献

王鸿祯．1985．中国古地理图集．北京：地图出版社

王鸿祯等．1986．华南地区古大陆边缘构造史．武汉：武汉地质学院出版社

王一刚．1986．黔南桂西早三叠世大陆斜坡碳酸盐重力流沉积．沉积学报，4(2)

王良忱等．1987．湖南莲塘地区晚泥盆世深水碳酸盐岩块体流搬运沉积物的特点及沉积环境模式．岩相古地理文集(3)．北京：地质出版社

王思恩等．1985．中国地层(11)：中国的侏罗系．北京：地质出版社

王德发，孙永传，郑浚茂等．1987．黄骅坳陷第三系沉积相及沉积环境．北京：地质出版社

王善书．1989．中国沿海大陆架及邻域第三纪的沉积特征和古地理分析．中国海上油气，3(2)

方少仙等．1991．广西百色盆地东部地区第三系储层研究．成都：成都科技大学出版社

云南省地矿局．1990．云南省区域地质志．北京：地质出版社

中国科学院南京地质古生物研究所．1979．西南地区碳酸盐岩古生物地层．北京：科学出版社

甘克文．1991．中国陆相含油气盆地的大地构造背景和盆地类型．见：中国陆相石油地质理论基础．北京：石油工业出版社

冯增昭等．1988．下扬子地区中下三叠统青龙群岩相古地理研究．昆明：云南科技出版社

冯增昭．1989．碳酸盐岩岩相古地理学．北京：石油工业出版社

冯增昭．1990．华北地台早古生代岩相古地理．北京：地质出版社

冯增昭等．1991．中、下扬子地区二叠纪岩相古地理．北京：地质出版社

边立增．1992．华蓥山志留纪地层再认识及油气普查勘探上的意义．岩相古地理，(2)

丘东洲．1989．中国西北地区石炭纪沉积盆地分析．岩相古地理，(4)

安作相．1983．含油气盆地陆相沉积模式的特征．沉积学报，1(4)

关士聪等．1980．中国晚元古代至三叠纪海域沉积环境模式探讨．石油与天然气地质，1(1)

关士聪等．1984．中国海域变迁海域沉积与油气(晚元古代－三叠纪)．北京：科学出版社

关尹文等．1983．湘南宁远一带中、上泥盆统碳酸盐岩复理石建造的发现．沉积学报，1(4)

刘安林等．1989．江汉盐湖盆地沉积相与油气分布．见：含油气盆地沉积相与油气分布．北京：石油工业出版社

刘绍龙．1986．华北地区大型三叠纪原始沉积盆地的存在．地质学报，60(2)

刘宝珺主编．1979．沉积岩石学．北京：地质出版社

邢裕盛等．1989．中国的上前寒武系．北京：地质出版社

伍建伯.1988.湘南下三叠统大冶组等沉积岩及其沉积模式.岩相古地理,(5)

张爱云等.1987.海相黑色页岩建造地球化学与成矿意义.北京:科学出版社

张吉森等.1982.鄂尔多斯西、南部中奥陶世环陆架沉积特征.石油与天然气地质,3(4)

张继庆等.1990.四川盆地及邻区晚二叠世生物礁.成都:四川科学技术出版社

西南石油学院碳酸盐岩研究室.1982.南盘江地区二、三叠纪深水碳酸盐角砾岩.西南石油学院学报,(3)

何境宇、孟祥化主编.1985.沉积岩和沉积相模式及建造.北京:地质出版社

李国雄.1984.湖北震旦系灯影组沉积特征及环境分析.沉积学报,2(1)

李尚武等.1988.安徽巢县中、下三叠统青龙群岩石特征及沉积环境分析.见:下扬子地区中下三叠统青龙群岩相古地理研究.昆明:云南科技出版社

李思田等.1992.鄂尔多斯盆地东北部层序地层及沉积体系分析.北京:地质出版社

李云通等.1984.中国地层(13):中国的第三系.北京:地质出版社

陆彦邦等.1987.下扬子区三叠系青龙群沉积环境及找盐方向.岩相古地理通讯,(3,4)

沙庆安等.1990.黔桂地区二叠系综合研究——兼论油气性.北京:科学出版社

宋天锐等.1977.广东曲江—仁化地区早二叠世"当冲层"的放射虫岩.地球科学,2(4)

沈德麒.1987.华南中晚泥盆世沉积古地理与有关矿产.岩相古地理通讯,(1)

汪啸风.1971.晚志留纪和早泥盆世单笔石类在广西钦州的发现及其意义.地质学报,(2)

吴崇筠.1986.对国外浊流沉积和扇三角洲沉积研究的评述.见:国外浊积岩和扇三角洲研究.北京:石油工业出版社

吴崇筠.1986.湖盆砂体类型.沉积学报,4(4)

吴崇筠,薛叔浩等.1992.中国含油气盆地沉积学.北京:石油工业出版社

郑荣才等.1991.滇东南墨江下泥盆统大中寨组深海浊积扇沉积特征.中国西部特提斯构造演化及成矿作用.成都:电子科技大学出版社

郑和荣等.1991.四川龙门山北段泥盆纪陆架沉积特征与盆地演化.石油勘探与开发,18(4)

范子文等.1992.新疆吐鲁番-哈密聚煤盆地形成演化及聚煤规律.乌鲁木齐:新疆科技卫生出版社

周得科.1991.鄂西地区早三叠世中晚期沉积特征.岩相古地理,(1)

周堃等.1989.南盘江及邻区早二叠世茅口期沉积相特征和含油性分析.见:含油气盆地沉积相与油气分布.北京:石油工业出版社.294~305

郝诒纯等.1984.中国地层(12):中国的白垩系.北京:地质出版社

侯方浩等.1984.南盘江断陷区二、三叠系的火山碎屑流浊积岩—— 一种独特的无海底扇浊流沉积模式.沉积学报,2(4)

侯方浩等.1991.西南地区上古生界海相碳酸盐岩沉积相模式及其在油气勘探中的应用.成都:成都科技大学出版社

洪作民.1987.复州—大连凹陷早寒武世碱厂组发现古杯动物礁.岩相古地理,(2)

高振中等.1983.十万大山盆地北缘早三叠世碳酸盐重力流及其地质意义.石油与天然气地质,4(1)

高振中等.1985.湘西黔东寒武纪深水碳酸盐重力流.沉积学报,3(3)

高振中等.1986.滇西北泥盆纪海槽中的陆漂碎屑海底扇及坡脚碳酸盐异地沉积.江汉石

油学院学报,8(1)

高振中等.1991.塔里木盆地考库亚泥盆系沉积相.江汉石油学院学报,13(2)

高振中等.1992.鄂尔多斯地区西缘奥陶纪海底扇沉积体系.江汉石油学院学报,14(2)

秦建华等.1989.黔南桂西中三叠统浊积扇、物源及板块构造.岩相古地理,(3)

秦建华.1991.南盘江印支期前陆盆地泥质浊积岩特征及其环境意义.岩相古地理,(5)

徐钦琦.1980.气候变化的周期性与黄道倾斜的关系.古脊椎动物与古人类,18(4)

徐志川.1983.南方海相沉积物中可能生油层的分布.石油勘探与开发,10(3)

徐志川.1989.南盘江及邻区早二叠世茅口期生物礁及其含油性探讨.见:含油气盆地沉积相与油气分布.北京:石油工业出版社

梅志超等.1982.陕西富平中奥陶统平凉组的深水碳酸盐碎屑流.石油与天然气地质,3(1)

梅志超等.1986.陕西富平中－上奥陶统深水碳酸盐重力流沉积模式.沉积学报,4(1)

郭成贤等.1988.鄂东南大冶地区早三叠世深水碳酸盐重力流沉积特征.江汉石油学院学报,10(1)

曾允孚等.1983.广西泗顶泥盆系上统融县组中核形石的类型及其环境意义.沉积学报,1(1)

雍天寿等.1989.准噶尔盆地晚古生代－新生代岩相古地理.见:含油气盆地沉积相与油气分布.北京:石油工业出版社.258～289

董兆雄.1987.华南泥盆系生物礁及其控制因素初探.西南石油学院学报,9(4)

蒋德和.1989.湘南晚泥盆世佘田桥期碳酸盐碎屑流沉积.岩相古地理,(6)

薛叔浩等.1989.中国中新生代陆相盆地类型特征及其含油气潜力.见:含油气盆地沉积相与油气分布.北京:石油工业出版社

薛叔浩等.1988.东濮断陷盐湖盆地沉积体系与油气分布.北京:石油工业出版社

薛叔浩.1991.陆相盆地的沉积和储集层.见:中国陆相石油地质理论基础.北京:石油工业出版社

Jones R W . 1984. 徐志川译. 1990. 碳酸盐岩和页岩生油岩比较. 见:碳酸盐岩石油地球化学及生油潜力. 北京:科学出版社. 198～216

Bathurst R G L. 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in sedimentology 12. Amsterdam: Elsevier Soi. Publ. Com. 中译本. 1977. 巴瑟斯特:碳酸盐沉积物及其成岩作用. 北京:科学出版社

Blatt H. , Middlton G V and Murray R C. 1972. Origin of sedimentary rocks. New Jersey: Prentice－Hall, Inc. 中译本. 1978. 布拉特,米德尔顿,穆雷:沉积岩成因. 北京:科学出版社

Reading H G (Ed). 1978. Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publication. Oxford. 中译本. 1985. 里丁主编:沉积环境和相. 北京:科学出版社

Pettjohn F J. 1975. Sedimentary rocks. New York: Harper & Row. 中译本. 1981. 佩蒂庄. 沉积岩. 北京:石油工业出版社

Wilson J L. 1975. Carbonate facies in geologic history. New York. , Sping－Verlag. 中译本. 1981. 威尔逊. 地质历史中的碳酸盐相. 北京:地质出版社

第四章　中国含油气区构造

石油、天然气几乎全部赋存于沉积盆地之中。含油气区由具有相近的地质构造特征和演化历史的诸含油气盆地构成。研究含油气区构造的目的，就是要从区域构造的角度，分析不同含油气区形成和演化的地球动力条件，进而揭示控制含油气盆地发育和演化的构造运动的特征和作用结果，从本质上认识宏观控制盆地成油系统的地质构造因素。

第一节　中国大地构造纲要

一、大地构造位置

中国大陆的主体形成于晚古生代末。中、新生代处于被西伯利亚板块、印度板块和太平洋板块夹持的环境之中(图4-1)。中国大陆在全球构造所处的板块构造位置、边界方向，对中国大地构造格局有着明显的控制作用。

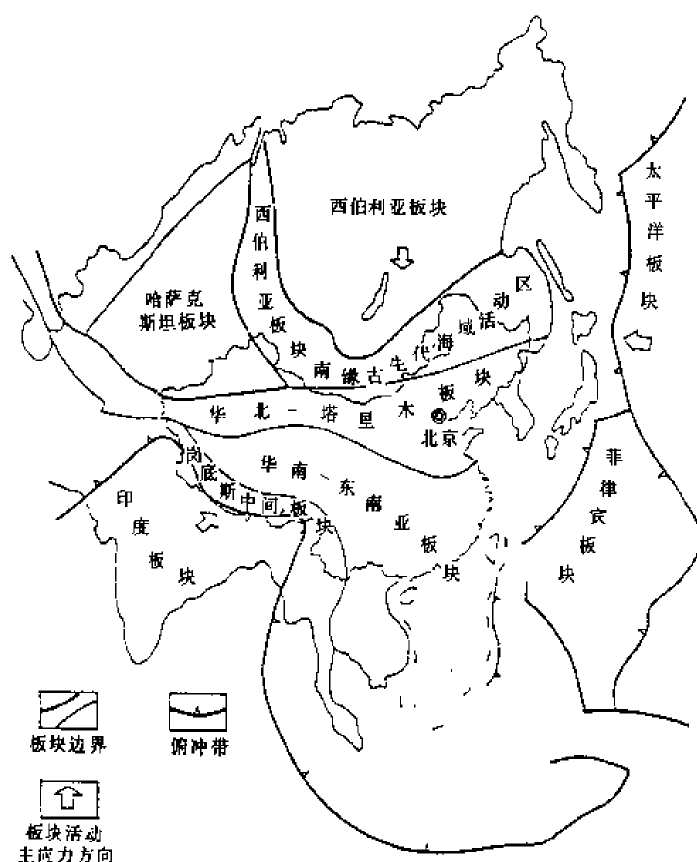


图4-1　中国大地构造位置图
(据李春昱资料，1982年，改绘)

中国北部的克拉美丽—贺根山缝合带是中国大陆与西伯利亚板块之间的界线。该地带是古生代华北—塔里木陆块与西伯利亚陆块之间的一个长期相互作用的活动地区，海西期末封闭成陆。中国北部边疆地区是该缝合带的南带。

中国西南部以印度河—雅鲁藏布江缝合线与印度板块为界。在印度板块北缘，喜马拉雅山南麓的锡伐利克山脉是一条长逾2000km的叠瓦式逆冲推覆断裂带，其东端向南折转，与横断山脉巨大的走滑剪切带相连，再向南与印度洋的欧文转换断层相接，构成围限中国大陆西南边缘的巨型构造带。

中国东部以台湾大纵谷缝合线与太平洋板块西缘的菲律宾海板块为界。该边界线向北延伸至琉球海沟、日本海沟、千岛海沟，直至与堪察加半岛东侧海沟相接，是太平洋板块向亚洲板块之下俯冲的洋壳消减带。该贝尼奥夫带(Benioff zone)的影响达华北陆块东缘，渤海湾盆地的发育受其俯冲作用的控制。南海盆地洋壳向东侧菲律宾海板块的俯冲消减带自台湾岛南端屏东向南延伸，经马尼拉海沟至中国南海东侧，可视为与华南—东南亚板块的分界。

2)自北向南,水系鲜明。中国自北而南有3条近东西向延伸的山脉,构成了分割水系系统的分水岭。北部的天山—阴山山脉延伸到鄂尔多斯、阿拉善之北,其中的阴山为内蒙古高原内流区与华北地区外流区的分界线。中部的昆仑山—秦岭—大别山构成第二条东西向山脉,是黄河流域和长江流域的分界。秦岭在西安西南高达4000余米,向东逐渐降低,过南阳盆地以后,与桐柏山、大别山相接。这条山脉也是南北气候带的分野,同时是中国自然地理区划的重要分界线。最南一条东西向山脉为南岭,该山脉的相对高差虽不如前两条山脉显著,但却是华南地区北流水系和南流水系的分水岭,前者属长江水系,后者为珠江水系(东江、北江及西江);南岭还具有自然地理分区的意义,其南、北两侧在雨量、温度、植被、土壤等许多方面有很大区别。

3)山脉或高地之间嵌有轮廓为菱形或三角形的盆地、高原或平原。西部最明显者为准噶尔盆地(三角形)、柴达木盆地(三角形)、塔里木盆地(菱形)。中部非常突出的是鄂尔多斯盆地和四川盆地,呈现清晰的菱形。松辽平原、华北平原也呈现近似长方形的轮廓。这些盆地的长轴方向,东部和中部的呈北北东走向,西部的呈北西西走向。

4)山脉主体走向与所在地区的区域构造线方向一致,地形特征与深层构造具有明显的相关关系。

三、大地构造分区界线

中国大陆是欧亚板块的东南组成部分,现今被西南侧的印度板块和东侧的太平洋板块所夹持,经过太古代至新生代的多期构造运动,形成造山带拼接陆壳碎块的总格局。

中国地壳具有明显西厚东薄的特征,大地热流值总体亦西低东高,而岩石圈厚度呈北薄南厚的状态,构造演化和深部结构均具有分区性。东、西方向的巨型分区界线是两条纵切大陆的深部构造变异带,把中国截为西、中、东三大构造区;南北方向的分区界线即横贯中国大陆的昆仑—秦岭构造系,以其为界,中国北方和南方的宏观构造特征亦有差异。

1.贺兰山—横断山巨型南北带

该带位于东经102°～105°,平均宽约150km。其东、西两侧的地壳结构、地壳运动方式和地貌均明显不同。东侧是以沉降为主的区域,地壳厚度为35～45km;西侧为总体隆升的区域,中、新生代以南北向地壳缩短增厚的形式运动,地壳厚度达55～70km。该带自身是地壳厚度由西向东减薄的陡坡带,是布格重力异常巨型梯度带,也是自由空气重力正负线性异常带的边界。

2.太行山—雪峰山巨型北北东带

该带位于东经107°～117°,宽约100km,长达4000km,上地幔存在密度异常,北北东向巨型重力梯度带沿该带的大兴安岭—太行山—雪峰山山系展布。其两侧地壳稳定程度显著不同,西侧的中部构造区是中国稳定程度最高的区域,东侧的东部构造区在中、新生代以地壳伸展减薄的形式发生强烈构造运动。

3.昆仑—秦岭巨型北西西带

该带位于北纬30°～40°范围,总体呈北西西向展布,横贯中国大陆。该带以北,陆块结晶基底以早元古代吕梁期固结的为主,三叠纪已全部进入陆相环境,除长白山隆起区外,岩石圈厚度为60～150km;该带以南,陆块结晶基底以中晚元古代晋宁期固结的为主,东南地区晚三叠世抬升成陆,西南地区至晚第三纪海水才全部退出,除东南沿海地区外,岩石圈厚度为100～160km。该带是元古代至古生代中国北方大陆和南方大陆之间的海槽带,也是中、新生代中国南方区域和北方区域相对走滑运动的边界。在中国自由空气重力异常图上,该带在兰州以西表现为总体北西西向波状展布的明显梯度带,在兰州以东是南、北异常区分界线(图4-3)。

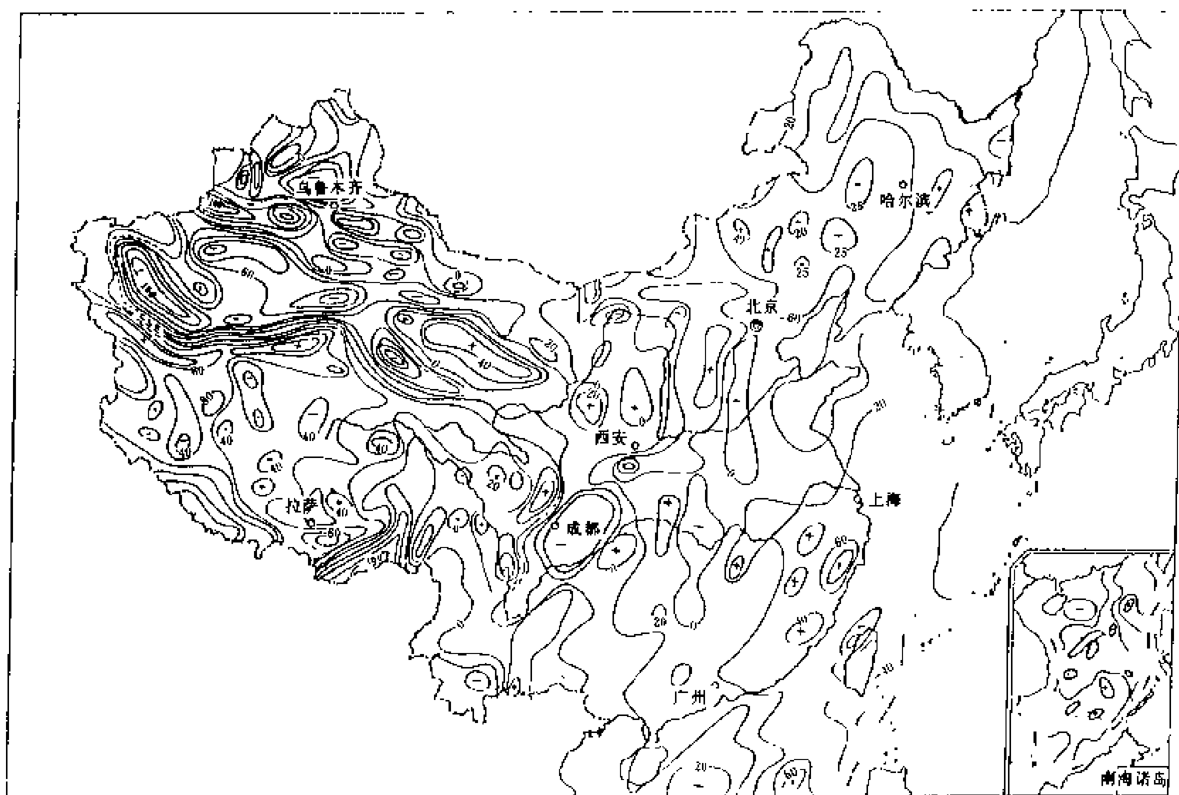


图 4-3　中国 1°×1°自由空气重力异常图
（等值线单位为毫伽）（$\times10^{-5}m/s^2$）

琉球群岛西侧、台湾东侧、南海诸群岛一带，是太平洋板块向西的俯冲带，也是欧亚板块东南侧与太平洋板块的分界线。中国西南缘喜马拉雅山北缘的雅鲁藏布深断裂带是在中国的特提斯洋最终闭合的缝合线部分，也是中国境内欧亚板块与印度板块的分界线。

被上述一横两纵巨型分区界线分割的中国六大构造区域，既有中、新生代东西方向岩石圈动力环境的显著差异，也有更古老的南北方向地壳演化的不同。这些因素对中国含油气盆地的发育起着显著的宏观控制作用。因此，中、新生代发育的含油气盆地在东、西方向上的演化特征和沉降机制均有不同，而北方区域和南方区域的古生代含油气盆地的发育又各有自己的特点，使得东部区、中部区和西部区的含油气盆地存在南北方向的差异。

四、断裂构造格局

中国境内的断裂主要有北北东、北东、北东东、北北西－北西、北西西－东西和近南北这 6 组方向，相互交切，构成断裂网格系统，具有区域性展布特点（图 4-4）。其形成和活动与地球自转角速度的变化、地幔运动及热异常等因素有关，其性质则与所在地区的构造应力场及边界条件的演化密切相关。中国的沉积盆地和不同级别的构造带发育，几乎均伴随有断裂活动。不少沉积盆地以壳断裂或岩石圈断裂为其边界，这样的边界断裂控制着盆地建造和改造的演化发育史，而断裂系的平面分布则控制着盆地的形态和轴向。

中国存在 10 余条超岩石圈断裂系和更多的壳断裂系（黄汲清等，1980）。以贺兰山－横断山脉巨型南北向地壳变异带为界，其以西的断裂主导方向为北西－北西西向，其以东的断裂主

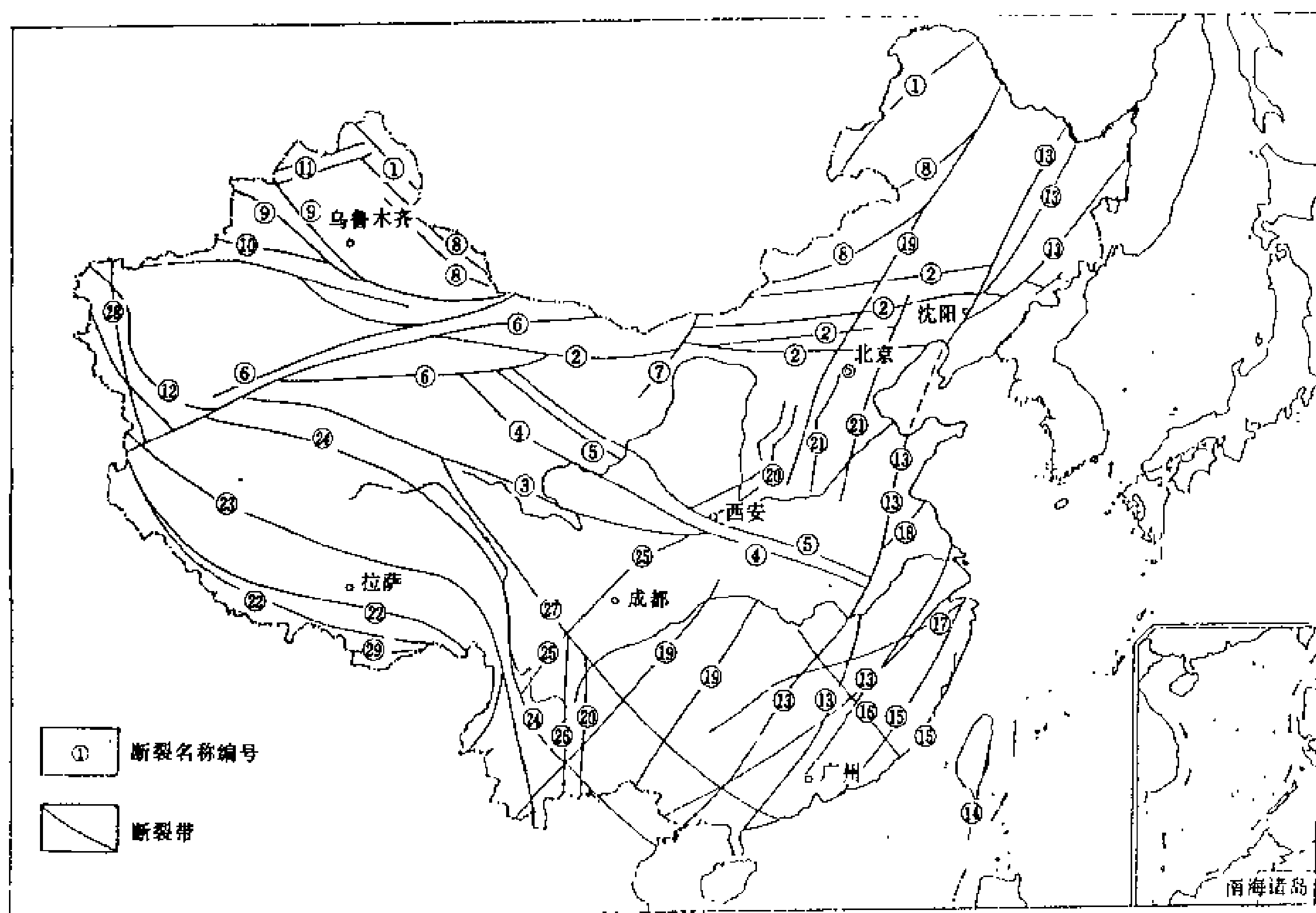


图 4－4 中国断裂系统图

断裂名称：

一、古亚洲断裂体系 ①额尔齐斯深断裂系；②西拉木伦深断裂系；③东昆仑－南秦岭深断裂系；④柴达木北缘－北淮阳深断裂系；⑤北祁连－北淮阳深断裂系；⑥阿尔金－北山深断裂系；⑦狼山深断裂系；⑧南蒙古深断裂系；⑨博罗霍洛－中天山深断裂系；⑩哈里克套－博格达深断裂系；⑪达拉布特深断裂系；⑫西昆仑深断裂系

二、滨太平洋断裂体系 ⑬郯城－庐江深断裂系；⑭西太平洋毕乌夫带深断裂系；⑮东南沿海深断裂系；⑯华南北西向深断裂系；⑰江山－绍兴深断裂系；⑱苏北－黄海张裂系；⑲大兴安岭－太行山－武陵山深断裂系；⑳汾渭地堑张裂系；㉑下辽河－华北张裂系

三、特提斯－喜马拉雅断裂体系 ㉒雅鲁藏布江深断裂系；㉓班公湖－怒江深断裂系；㉔金沙江－红河深断裂系；㉕玉龙－龙门深断裂系；㉖康滇地轴深断裂系；㉗道孚－马山深断裂系；㉘喀什－班公湖深断裂系；㉙喜马拉雅冲断带

(据黄汲清资料，1980，简化修改)

导方向为北北东－北东向。在新生代，西部区域的北西－北西西向断裂多具有挤压兼左旋走滑性质；东部区域的北北东－北东向断裂多具有总体向东伸展兼右旋走滑性质，至新构造运动期转变为挤压兼左旋走滑性质。

根据中国大陆的构造演化史和地球动力条件的变迁，中国的深断裂可划分为古亚洲断裂体系、特提斯－喜马拉雅断裂体系和滨太平洋断裂体系。在这三大深断裂体系中，古亚洲断裂体系是元古代－古生代古中国板块与西伯利亚板块间相互运动的产物，而后两大深断裂体系则在中、新生代新全球板块运动中发育，分别反映特提斯洋及印度板块和太平洋板块对中国大陆的不同动力作用。

1. 古亚洲断裂体系

古亚洲断裂体系展布在中亚－蒙古地区和中国北部地区，由一系列向南突出的巨大弧形

深断裂系构成，西段呈北西－北西西向，中段近东西向，东段为北东－北东东向。该断裂体系在元古代至古生代自北向南发育，记录了西伯利亚陆块、蒙古陆块、华北陆块、塔里木陆块、羌塘陆块、扬子陆块及其间的较小陆块拼合为古亚洲大陆的历程，其深断裂系多属陆块镶拼线。该体系主干断裂是中蒙弧形深断裂系，中国的额尔齐斯深断裂系和德尔布干深断裂系分别为该弧形深断裂体系的西北支和东北支的组成部分。属于该体系的克拉美丽－中天山－阴山－西拉木伦深断裂系(图 4 -断裂体系②)是西伯利亚古陆、蒙古古陆与塔里木、华北古陆拼合的缝合带，而昆仑－祁连－秦岭－淮阳深断裂系则是塔里木、华北古陆与羌塘、扬子古陆之间的镶拼带。这两大深断裂系均是中国在南北方向的重要地质分界线，也是中国大陆古生代生物区系重要的南北分界线。

中、新生代，在新的岩石圈动力作用下，古亚洲断裂体系的深断裂系重新活动。在中国东部，北东、北东东和近东西向深断裂被向东伸展的总体应力作用方式所利用，既成为滨太平洋断裂体系的古老复合成分，又是东部区域中、新生代南北构造差异的分区界线。在中国西部，北西、北西西和近东西向深断裂系成为南北向挤压应力场中共轭剪切系的组成部分，与北东东、北东向断裂构成菱形网格断裂体系，共同控制着西北地区中、新生代含油气盆地的发育和演化，并控制了相邻造山带的再次隆升。

古亚洲断裂体系在中国境内的重要深断裂系如下：

(1)额尔齐斯深断裂系

沿断裂分布超基性岩体，俄、蒙境内有规模巨大的蛇绿岩套，挤压、破碎、变质强烈，断裂带北侧广泛发育海西期花岗岩带。

(2)西拉木伦深断裂系

沿断裂带动力变质和挤压破碎强烈。内蒙古中部温都尔庙一带发育有蛇绿岩套、蓝闪石片岩和混杂堆积。其向西可能与博罗霍洛－中天山断裂相连接，共同构成中国北方的重要构造分界线，属超岩石圈断裂。

(3)阿尔金－北山深断裂系

它是古生代以来长期活动的巨大深断裂系，由一系列北东－北东东方向的左旋剪切断裂组成。

(4)北祁连－北淮阳深断裂系

北祁连发育有蛇绿岩套和蓝闪石片岩带。从甘肃经陕西至河南信阳，沿断裂也有许多基性、超基性岩分布。信阳附近发现高压变质带(3 - T 型多硅白云母及 C 类榴辉岩)。

(5)柴达木北缘－北淮阳深断裂系

断裂系西段，从青海湖南缘的橡皮山至凤县一带，广泛发育有混杂堆积；东段，山阳、商南、内乡一线以南发育有高压低温变质带。沿断裂系有基性、超基性岩分布。

(6)东昆仑－南秦岭深断裂系

沿断裂从布尔汉布达山到积石山分布有长数百公里的二叠系－三叠系蛇绿岩套和混杂岩带。断裂北侧布尔汉布达山有绵延 800km 的花岗岩带。

2. 滨太平洋断裂体系

该断裂体系分布于昆明－银川一线以东至西太平洋岛弧之间，包括中国中部的部分区域和东部。深断裂主导走向为北北东向，陆上部分以著名的郯庐断裂带为代表。该断裂体系在中生代形成，新生代进一步发展，新构造运动期仍有强烈活动，其动力来源于西太平洋板块向欧亚大陆之下的俯冲作用，以西太平洋贝尼奥夫带为主干深断裂。该断裂体系的活动控制了中国

东部北北东向巨型沉降带和隆起带的形成。由于大陆部分各属不同古生代构造单元，滨太平洋断裂体系在中国境内有不同表现。在东北和华北地区，北北东向深断裂走滑性质显著，断裂平直，利用并改造了古亚洲断裂体系的成分；在新生代，北北东－北东向断裂发生右旋走滑，北西向断裂发生左旋走滑；在中生代以来地壳向东伸展减薄的过程中，发育了松辽盆地、渤海湾盆地等一系列裂谷型含油气盆地。在秦岭－淮阳东西向构造带以南，北北东－北东方向的断裂仍为主导性断裂，但切割深度可能浅于东北、华北地区，活动强度也较小，北东向断裂成分增多，区域性北北东向断裂南延后往往表现较弱。

滨太平洋断裂体系在中国境内的重要深断裂系如下：

(1)郯庐深断裂系

是中国东部的区域性深断裂系，总体呈北北东向，长达 2400km，南起湖北广济，向北经庐江、郯城、渤海，至沈阳以北分为两支继续北延；在秦岭－淮阳构造带以南，其地表显示模糊，可能南延至北部湾。据人工地震测深资料，该断裂系切至莫霍面。断裂系范围内，地壳厚度薄于其两侧，一般为 32～34km，山东临沂附近仅 20km。该断裂系也是高热流值带，热流值达 7.536 $\times 10^{-6}$J/($cm^2 \cdot s$)，在安徽庐江，断裂系内 300m 深处的地温比断裂系外相同深度处高 2～4℃。该断裂系是强烈的动力变质带，其结构为地堑系，两侧地区的航磁异常特征明显不同；分布有白垩纪安山岩、粗面岩、中酸性侵入岩及第三纪玄武岩。被公认具有显著走滑性质。

(2)台湾大纵谷深断裂系

分布于台湾中央山脉与海岸山脉之间，走向北北东，长达 150km 以上，被认为是超岩石圈断裂。沿断裂带分布蛇绿岩套、上新世－更新世利吉层的混杂岩，在玉里以西大南澳变质岩系中存在蓝片岩带，是强烈地震带和左行走滑断裂带。相当于西太平洋贝尼奥夫带深断裂系。

(3)东南沿海深断裂系

该断裂系以北东、北北东向断裂为主，与海岸线大致平行。主要在中生代强烈活动，燕山期有广泛的中酸性岩浆活动，形成东南各省沿海区火山岩带和大量花岗岩带。断裂早期强烈挤压，后期拉张明显，控制第三纪红色盆地形成。

3.特提斯－喜马拉雅断裂体系

该断裂体系在中国部分分布于青藏地区和川滇西部地区，以 3 个向北东方向突出的弧形深断裂系为主干断裂，自北向南分别为金沙江－红河、班公湖－怒江和雅鲁藏布江深断裂系，是记录特提斯洋闭合及印度板块与欧亚板块碰撞过程的缝合线。该断裂体系在中、新生代南北向挤压的岩石圈动力环境中形成并发展。其西段主要发育北西向右旋剪切断裂系，以狮泉河深断裂系为代表(图 4-断裂体系㉒)；中段发育有南北向张性断裂系，有火山和现代热泉分布，控制新生代晚期地堑盆地的形成和发育；东段主要发育北东向剪切断裂系，在雅鲁藏布江向南折转处以西为左旋剪切，以当雄断裂为代表；其以东为右旋剪切，玉龙－龙门挤压－剪切深断裂系最为重要。在青藏高原北缘和东缘，该断裂体系与古亚洲断裂体系的成分复合，在南北向挤压的地球动力作用下，分布于昆仑、祁连、秦岭一带的古生代深断裂再次逆冲褶皱，发育为巍峨的近平行山系。属于该断裂体系的青藏高原边界断裂面均向高原方向倾斜，反映了高原地块向北、向东的挤压、蠕散。

特提斯－喜马拉雅断裂体系最重要的深断裂系如下：

(1)玉龙－龙门深断裂系

该深断裂系分布于四川和云南西部，是中国巨型南北向地壳变异带的南段组成部分，表现为以挤压为主的剪切－挤压型断裂系，是中国南方东、西部之间的重要构造分界线。龙门山区

和丽江地区都发育有冲断构造。印支期为左旋剪切，喜马拉雅期为右旋剪切。

(2)雅鲁藏布江深断裂系

该断裂系在西藏地区为近东西向，至云南向南折转，延入缅甸，属超岩石圈断裂，是欧亚板块与印度板块之间的缝合线。在雅鲁藏布江发育有蛇绿岩套、混杂岩带，江北侧为冈底斯花岗岩带，江南侧察隅河谷和印度河谷有蓝片岩带，天然地震沿向北倾斜的破裂带发生，伴有东西向走滑活动。该板块缝合区域地壳最厚地段不在喜马拉雅山主峰下，而是在北侧雅鲁藏布江河谷区。

(3)班公湖—怒江深断裂系

该断裂系与雅鲁藏布江深断裂系近平行，也是超岩石圈断裂。沿断裂系分布超基性岩带、蛇绿岩套、混杂堆积，在安多南彭错附近有典型的蛇绿岩套，被认为是中生代晚期特提斯洋闭合的缝合带。其西段的南侧为强烈挤压褶皱的绿片岩带，北侧为高温变质带；其南段是滇西著名的高黎贡山变质带。

(4)金沙江—红河深断裂系

该断裂系也与雅鲁藏布江深断裂系近平行，属超岩石圈断裂。沿断裂系在得荣、德钦、元江等地已发现蛇绿岩套或蛇绿混杂岩和泥砾混杂岩。南段为著名的苍山、哀牢山变质带。哀牢山西南侧已发现蓝闪石片岩。被认为是早中生代特提斯洋闭合的缝合带。

第二节　中国大地构造演化对含油气盆地发育的宏观控制作用

中国大陆是世界上地质构造最为复杂的区域，在此背景下形成、发育的含油气盆地曾被国外学者称作“中国型盆地”而单归一种类型。

这既源于中国大陆形成过程中多种地壳运动方式的复合—联合作用，也源于中国大地构造发展具有多旋回性和叠加性。从宏观发展看，中国大地构造的演化可分为陆壳形成阶段(太古代—元古代)、陆壳增生聚合阶段(震旦纪—古生代)和板内运动阶段(中、新生代)。这三大阶段对中国沉积盆地的形成、演化和含油气性各有其重要意义。第一个阶段形成的古陆块决定着大型盆地的分布，关系到盆地古老基底的性质。后两个阶段贯穿着陆块间和陆块内的开合运动，且开、合在时间上和空间上交替进行，既有阶段性，又有不均衡性。在开(开裂和裂陷)的过程中直接形成各类盆地，合(聚合造山)的过程又影响着盆地的演化，并形成新的盆地。这种极其复杂的大地构造演化史，使中国的沉积盆地与造山带具有演化上的相关性。古老的含油气盆地或被改造成新造山带的组成部分，或被中、新生代盆地所叠合；不同时代、不同地区的盆地原型不同，叠合方式因地而异；加之中、新生代东部、西部处于截然不同的地壳动力背景中，新盆地的发育和老盆地的改造均呈现不同特征。这些正是中国含油气盆地极其复杂又具特色的宏观控制因素。

一、前震旦纪古陆壳形成阶段(800Ma 以前)

古陆壳一般称作前寒武纪结晶基底，其形成阶段始于太古代，完成固化的时期以华北陆块为中心，北早南晚，东早西晚。在冀东地区发现的太古界迁西群绝对年龄值为 3670±23Ma，是中国已知的最老岩层。

1. 太古代—早元古代原始陆壳形成阶段(3850～2500Ma)

太古代是中国最古老的华北陆块基底发育初期阶段。其中，早太古代是陆核发育阶段，华

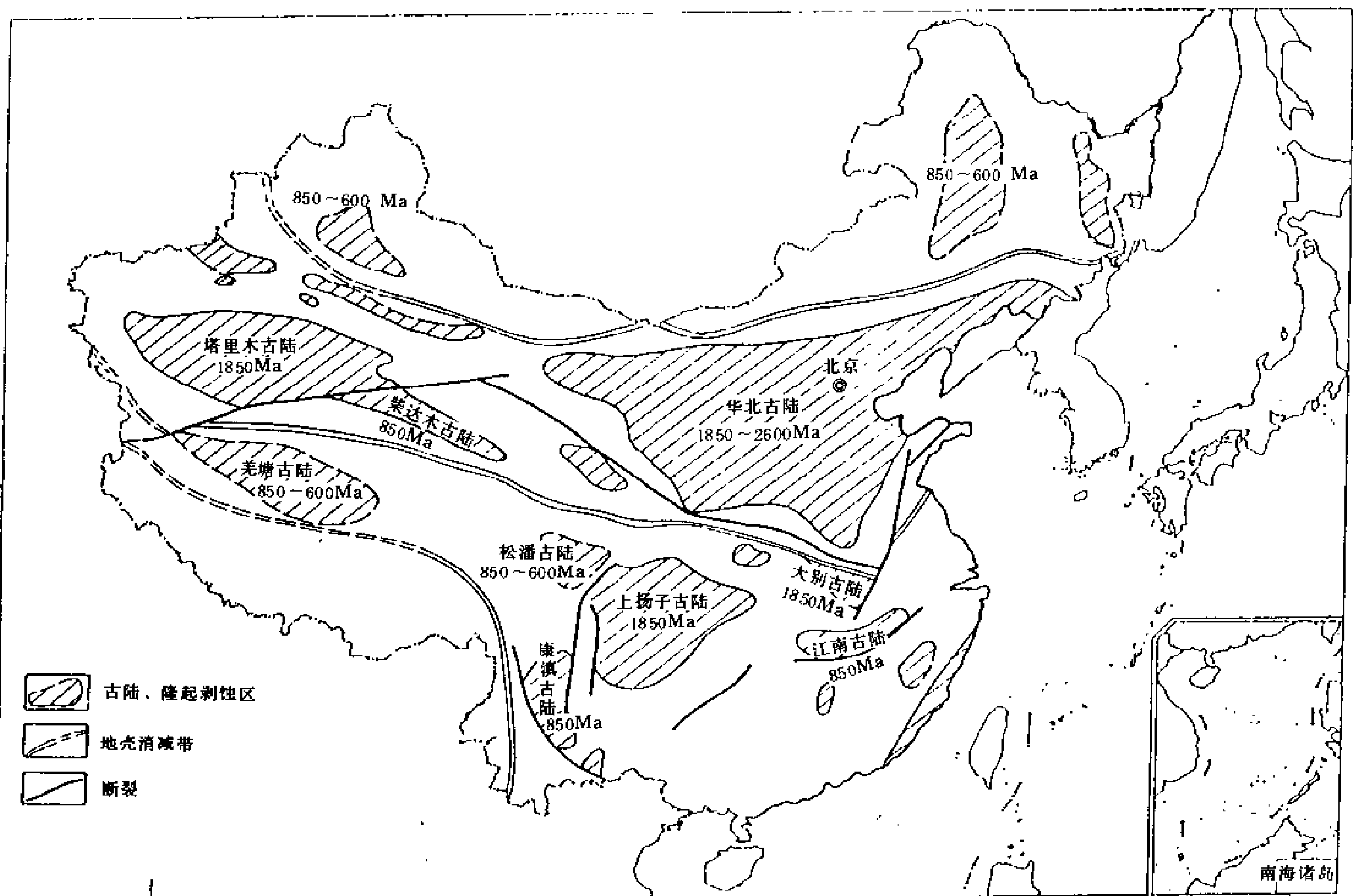


图 4-5 中国前寒武纪构造格架图

注：850Ma 等，表示古陆形成期

（据王鸿祯资料，1985，修改）

致陆块整体隆升，除上述边缘地区在晚奥陶世还发育有浅海-半深海环境的建造外，华北陆块缺失晚奥陶世至泥盆纪的沉积，成为古生代中国沉积间断时间最长、范围最大的陆块。中石炭世，随着西伯利亚大陆与中国北方大陆拼合，天山-兴蒙洋和祁连海槽闭合，古秦岭洋向北俯冲消减，海水从华北陆块的南侧和西侧侵入。华北陆块在经历了短暂的海水浸漫后，海水频繁进退，发育了广泛的石炭纪海陆交互相和二叠纪以陆相为主的煤系建造。至晚二叠世，海水最后退出，华北陆块进入陆上环境。这一阶段的构造演化使华北陆块广泛分布的下古生界烃源岩缺乏晚古生代深埋条件，长期的隆升剥蚀又使陆续生成的油气逸散。因此，华北陆块下古生界烃源岩，仅在中生代甚至新生代发生大规模沉降的地区，才具有晚期生烃的条件，而在那些中、新生代仍为隆起的地区，下古生界烃源岩始终未获深埋的转化条件。中奥陶纪末的抬升剥蚀，形成了广布于华北陆块的中奥陶统顶面风化壳，不整合于其上的石炭-二叠纪煤系，成为大区域性的地层遮挡，是不同规模的不整合-岩性圈闭出现的背景。长期风化淋滤形成的缝洞系统作为储集空间，既可聚集中、新生界陆相烃源岩生成的油气，形成以冀中坳陷为典型的新生古储式潜山油气藏，也可捕获石炭-二叠纪煤系地层生成的天然气和下古生界烃源岩晚期生成的烃类，形成鄂尔多斯盆地中部奥陶系古风化壳型大气田这样的古生界原生气藏。此外，在华北陆块最后海陆交互阶段发育的石炭-二叠纪煤系建造，是华北陆块最重要也最具现实勘探意义的古生界气源岩，已发现其生成的天然气聚集而成的各类气藏。

由于古秦岭洋的扩张，扬子陆块在早古生代漂离北方大陆，独立发展。震旦纪初期，以扬子古陆和华夏古陆间的残留海盆为中心，扩张形成华南洋盆，其两侧的扬子陆块和华夏陆块的陆缘均为被动大陆边缘。在扬子陆块一侧，震旦纪至中奥陶世，其东南缘为自苏南至滇东的北东向陆棚斜坡，从边缘拉张裂陷发展至热下沉，形成绵延数千公里的台、盆相间带（图 4－6）；而中上扬子区保持稳定，发育台地相陆表浅海大背景下的坳陷型海盆。晚奥陶世至志留纪，华南洋分别向扬子陆块和华夏陆块之下俯冲消减，于志留纪末闭合，其震旦纪至志留纪的深海相建造强烈褶皱，伴有区域变质和混合岩化作用，成为华南地区加里东期褶皱基底，使扬子陆块与华夏陆块再度合为统一的华南大陆，共同接受晚古生代盖层沉积，并作为整体，在秦岭洋不断俯冲消减的过程中向北方大陆方向漂移。该期运动在扬子陆块内部表现为上升，出现大型隆起坳陷变形和沉积间断，在其东南缘斜坡带造成褶皱。但此期岩浆活动较弱，表现出由华南褶皱系向稳定的上扬子区变形减弱的特征。加里东运动后，广西钦州地区尚残留有海槽。泥盆纪，海水由该海槽侵入，华南大陆在前期斜坡带发生北西和北东方向的陆内张裂，在泥盆纪末，裂陷区转化为上拱抬升。由泥

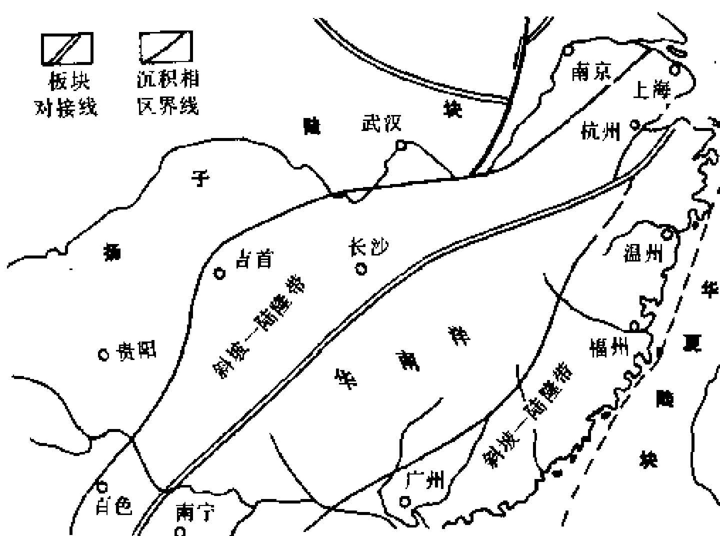


图 4－6　华南早古生代构造分区略图
（展示古斜坡带延伸方向）
（据岳文浙等，1993）

盆纪至石炭纪，海域不断向北东方向扩展，华南地区呈现隆起背景上发育的孤立碳酸盐台地与

陆表海盆相间的格局。华南地区的海相发育史延续至三叠纪中期。晚三叠世，其北缘已与北方大陆拼合，其西缘的松潘一甘孜海槽褶皱回返形成其与古特提斯洋之间的屏障，至此，海水最终退出华南大陆。在华南大陆形成并与北方大陆聚合的海相发育阶段，沉积建造以碳酸盐岩为主，夹有区域性分布的砂泥岩层系，形成软硬相间的纵向岩性组合，加之晚元古代形成的基底变质程度浅，与沉积盖层呈过渡接触关系，因此存在元古界浅变质岩系、元古界上溪群顶面和志留系三套软弱层系，成为中生代华南地区滑覆变形的三个主滑面。在华南地区发育的海相地层中，广布的碳酸盐岩和暗色泥岩普遍生烃能力较好。例如古斜坡带发育的下寒武统水井沱组，其灰黑、黑色碳质页岩有机碳平均含量为0.904%～1.41%，氯仿沥青“A”平均含量为0.0042%～0.005%，是重要的区域性生油层。就生储盖条件的配置而言，下古生界优于上古生界，华南地区加里东期曾发生过大规模的震旦系和下古生界油气生成和运聚。但是，该地区的海相盆地在中、新生代的改造作用下，均已成为构造盆地，其中，中、下扬子区的大部分海相盆地已转化为印支期、燕山期的滑覆造山带，使得华南地区的古生代含油气盆地和古油藏破坏严重。

在中国震旦纪至古生代的上述古板块运动大旋回中，各大型陆块陆表海的演化史虽不相同，但保留下来的海相盆地原型却可归为拗拉槽裂陷型和台地坳陷型两大类。目前，除羌塘、拉萨陆块因中生代以来特提斯洋活动和印度板块的碰撞而成为面目全非的特殊块体外，塔里木、华北和扬子陆块均已发现古生界油气聚集，证实中国的古生代海相盆地是油气生成、运移、聚集的巨型成油系统，其规模远超过中、新生代陆相湖盆。然而，就全球尺度而言，中国的古老陆块是小型一微型陆块，无论是陆块拼合进程中还是陆块拼合后，陆块间的活动都直接控制着陆块内的变形，不仅许多陆缘海盆地已在陆块聚合时成为造山带的组成部分，陆块内部的海相盆地也被改造为残留构造盆地，并被中、新生代陆相盆地所叠合。因此，中国的古生代海相盆地现今油气分布极其复杂。

在华北、塔里木、华南三大陆块及其间的陆块重新拼合为统一大陆，并成为欧亚大陆的东南部分之后，中国进入以板内运动为主的陆相发展阶段。由于陆块的拼合由北向南发展，中国由海变陆的时期北早南晚，北方大陆在晚海西运动后已基本处于内陆环境，华南大陆却滞后至印支运动才结束海相发育史。统观中国大地构造演化史，晚二叠世至中三叠世既是海陆变迁的转折阶段，也是中国由陆块间的运动为主演变为以板块内块体间相对运动为主的构造体制转换阶段，成为中国大地构造演化进程中一个特殊重要的阶段。

三、板内运动阶段（中、新生代，250Ma至现今）

晚古生代末，中国北方已在欧亚大陆形成进程中成为古亚洲构造域的组成部分，天山一兴蒙褶皱系和秦祁褶皱系是中国境内亚洲构造域的重要成分。以古特提斯洋壳向中国大陆西南边缘下俯冲而发生的印支运动为标志，在新的岩石圈动力作用下，中国大地构造进入以板内运动为特征的中、新生代陆相演化阶段。

中、新生代，中国大陆及周缘发生了三大板块运动事件：

在中国大陆内部，三叠纪秦岭洋最终闭合，扬子陆块与华北陆块全部拼合，秦岭一大别拼贴带隆升造山；晚三叠世至侏罗纪，继续发生两大陆块间的陆内俯冲挤压。

在中国大陆东侧，太平洋板块扩张，并向欧亚大陆之下俯冲消减。晚三叠世一早白垩世，太平洋的库拉板块向北北西方向运动；自早白垩世晚期开始，鄂霍茨克海槽封闭，太平洋洋壳的俯冲转为北西西方向，洋壳在琉球一台湾一南海一带向西俯冲消减。

在中国大陆西南侧，特提斯洋壳不断向北俯冲消减，印度大陆随之向欧亚大陆方向漂移，

漂浮于特提斯洋壳之上的羌塘、拉萨地块率先与中国大陆拼贴。晚三叠世－早侏罗世，羌塘地块拼贴于塔里木和柴达木陆块南缘，昆仑海槽回返造山；晚侏罗世－早白垩世，拉萨地块沿班公湖－怒江缝合线与羌塘地块及华南地块拼贴；第三纪，特提斯洋最终闭合，印度大陆与欧亚大陆沿雅鲁藏布缝合线相撞，喜马拉雅山系和青藏高原隆升。

在这三大板块运动进程中，稳定的西伯利亚大陆始终在中国北方限制着中国陆壳向北运动。

这三大板块运动事件在中国大陆产生的效应各不相同，又在特定区域相互联合作用。

扬子陆块三叠纪与华北陆块碰撞及拼贴后，沿秦岭－大别拼贴带发生的陆内俯冲作用对南华北地区产生挤压，形成秦岭－大别带至徐州一线印支－早燕山期震旦系和古生界的逆冲推覆体系（图 4－7）；同时诱发了郯庐断裂带的左行走滑及向其两侧的挤压，与此期间库拉板

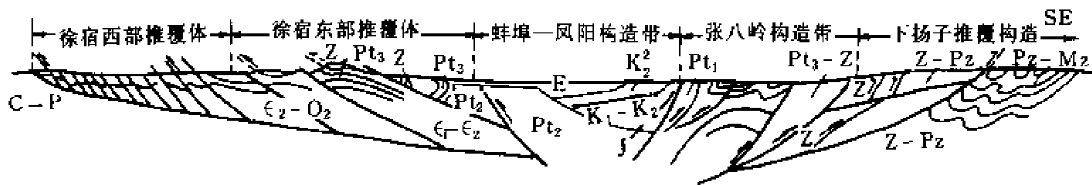


图 4－7　徐(州)宿(州)推覆构造分带模式图

（据沈修志等，1993）

块向北俯冲产生的左行剪切作用联合，造成华北地区中生代的剪切挤压应力场，使郯庐断裂西侧地块在三叠纪隆升，至侏罗纪和白垩纪仍以抬升为背景。在华南地区该构造事件所产生的挤压作用，与特提斯洋活动而产生的对该区向东的推挤作用相联合，使得华南地区各块体间产生滑移，造成印支期基底拆离和多层次盖层滑脱，产生以江南－雪峰基底拆离推覆隆起带为代表的滑覆构造群，加强了华南地区的褶皱变形，并使其在燕山期至喜马拉雅期始终处于抬升背景。

太平洋板块在中生代的向北运动与扬子、华北陆块碰撞效应联合，造成华北地区上述剪切挤压应力场。在东北地区，其向北北西的俯冲作用与西伯利亚板块、蒙古板块间三叠纪拼合作用联合，使东北亚区陆缘地壳相对向东走滑仰冲，导致长白山地区的隆升和燕山期强烈的岩浆活动，并产生松辽地区的大规模裂陷。至晚白垩世，太平洋板块转而以琉球－台湾－南海一线为俯冲消减带，向中国大陆东缘之下俯冲，使中国东部陆壳相对向东仰冲，伸展减薄，造成新生代的沟－弧－盆系（海域）、裂陷和走滑（陆缘）及弧－陆碰撞（台湾岛），成为滨太平洋构造域的组成部分。

特提斯洋的逐渐闭合和印度大陆与欧亚大陆的碰撞事件，在中国主要作用于西部地区和华南地区的西部，使这些地区成为特提斯－喜马拉雅构造域的中国部分。中生代，羌塘、拉萨地块与中国大陆西南缘碰撞拼贴，造成昆仑褶皱系印支期的强烈活动，使松潘－甘孜海槽褶皱回返，成为向北东方向凸出的印支期褶皱系，同时产生对西北地区向北的推挤力和对华南地区向东的推挤力。这种挤压作用在印度大陆与欧亚大陆碰撞的晚第三纪达到最高潮，导致西部地区自侏罗纪至第四纪的陆内俯冲，产生南北方向的地壳缩短和东西方向的物质挤出，使得由柴达木、羌塘、拉萨地块拼贴而成的青藏地区急剧隆升为高原，出现现今最高的喜马拉雅山脉，并使西北地区已近夷平的古生代造山带再次强烈逆冲隆升，还使四川盆地西缘和盆地西部发生向东的逆冲及滑脱褶皱。

因此，中国的东部和西部在中、新生代具有截然不同的大地构造演化史。中生代东部地区（包括海域）的构造演化受控于扬子、华北陆块碰撞拼合和太平洋板块早期向北北西俯冲的双重作用，在因此而产生的剪切挤压应力场中，除东北地区外，以隆升为主；新生代的构造演化则受控于转为北西西向俯冲的太平洋板块运动，地壳总体向东伸展减薄。西部地区中、新生代始终处于特提斯构造域的南北向挤压应力作用下，因之地壳在南北方向不断缩短并增厚。中部地区处于东、西两侧构造作用力交汇的部位，同时受两类构造力的作用，达到相对均衡，成为稳定区（图 4－8）。



图 4－8　中国新生代地壳运动背景图

（据 Tapponnier P.，1982）

挤压期：Ⅰ＝50～20Ma；Ⅱ＝20～5Ma；Ⅲ＝5Ma～现代

与此相应，三大构造区的中、新生代陆相含油气盆地具有不同的演化模式和发育史。西部区含油气盆地的轴向与周缘褶皱山系走向一致，几乎全为北西－北西西－近东西向。其北部新疆地区该阶段的成油系统发育于中生代中期，三叠纪的湖相泥岩及早、中侏罗世发育的煤系是

重要的烃源岩。其南部青藏地区该阶段的成油系统则发育于第三纪，湖相泥岩是主要烃源岩。东部区该阶段的含油气盆地主要在其北部和中部发育，形成中、新生代裂谷盆地群，如松辽盆地发育白垩系成油系统，而渤海湾盆地发育下第三系成油系统。中部区在中、新生代处于相对稳定的状态，仅在中生代早期发育了鄂尔多斯和四川两个湖盆，陆相成油系统发育在晚三叠世和侏罗纪，随后在整体抬升背景上接受白垩纪至第四纪红色碎屑岩为主的沉积。作为中国大陆南北分区界线的昆仑—秦岭断裂褶皱带，在中、新生代以走滑方式起着转换中国南、北陆壳块体不均衡滑移的作用，既影响着其南、北盆地的演化，因而成为东西向分带的三个构造区内的南北次级分区界线，又控制了该阶段河西走廊到武汉一带北西西向走滑断陷含油气盆地的发育。

纵观中国大陆三大构造演化阶段的发展，可见各构造分区每一阶段的沉积建造和变形改造都受其时的地球动力环境及边界条件控制，含油气盆地的时空分布和成因机制、成油条件同样受这些因素的宏观控制。

第三节 中国油气区

含油气盆地形成于岩石圈构造演化的各个阶段，是油气生成、运移、聚集成藏的基本地质构造单元。控制盆地形成发育的地球动力环境、其所处地区的地壳结构和大地构造背景决定着含油气盆地的类型和油气丰度。在大地构造背景和地壳动力条件相似区域中发育的含油气盆地，其沉降机制、盆地演化模式和成油地质条件往往具有共性，这样的区域称为油气区。

一、油气区划分

油气区是含油气盆地的组合，这些盆地具有相似的发育背景、成因机制，因此盆地的发育时代、演化模式和成油地质条件都有一定的共性。中国的大地构造分区是清晰的，但是，各分区在其发育的各构造阶段，地壳动力条件并非始终如一，而各阶段都有含油气盆地发育，且同一地区在不同阶段发育的盆地往往原型不同，因此，构造分区并不等同于含油气区的分区。

鉴于油气勘探的对象是现存的盆地，含油气区的划分需要首先考虑盆地成油条件的共性。中国目前可供勘探的含油气盆地主要是中、新生代陆相盆地和被这类盆地叠合的古生代盆地。因此，根据中、新生代的地球动力环境和相应的盆地演化模式，以贺兰山—横断山巨型南北带和太行山—雪峰山巨型北北东带为界，把中国大陆划分为三大油气区，即西部油气区、中部油气区、东部油气区，并作如下亚区划分（图 4-9）：

西部油气区　西北油气亚区
　　　　　　青藏油气亚区
中部油气区　鄂尔多斯油气亚区
　　　　　　云贵川油气亚区
东部油气区　东北油气亚区
　　　　　　华北油气亚区
　　　　　　江淮油气亚区
　　　　　　华南油气亚区
　　　　　　海域油气亚区

二、西部油气区

西部油气区（简称西部区）东以贺兰山—龙门山—横断山巨型南北带与中部油气区相分，

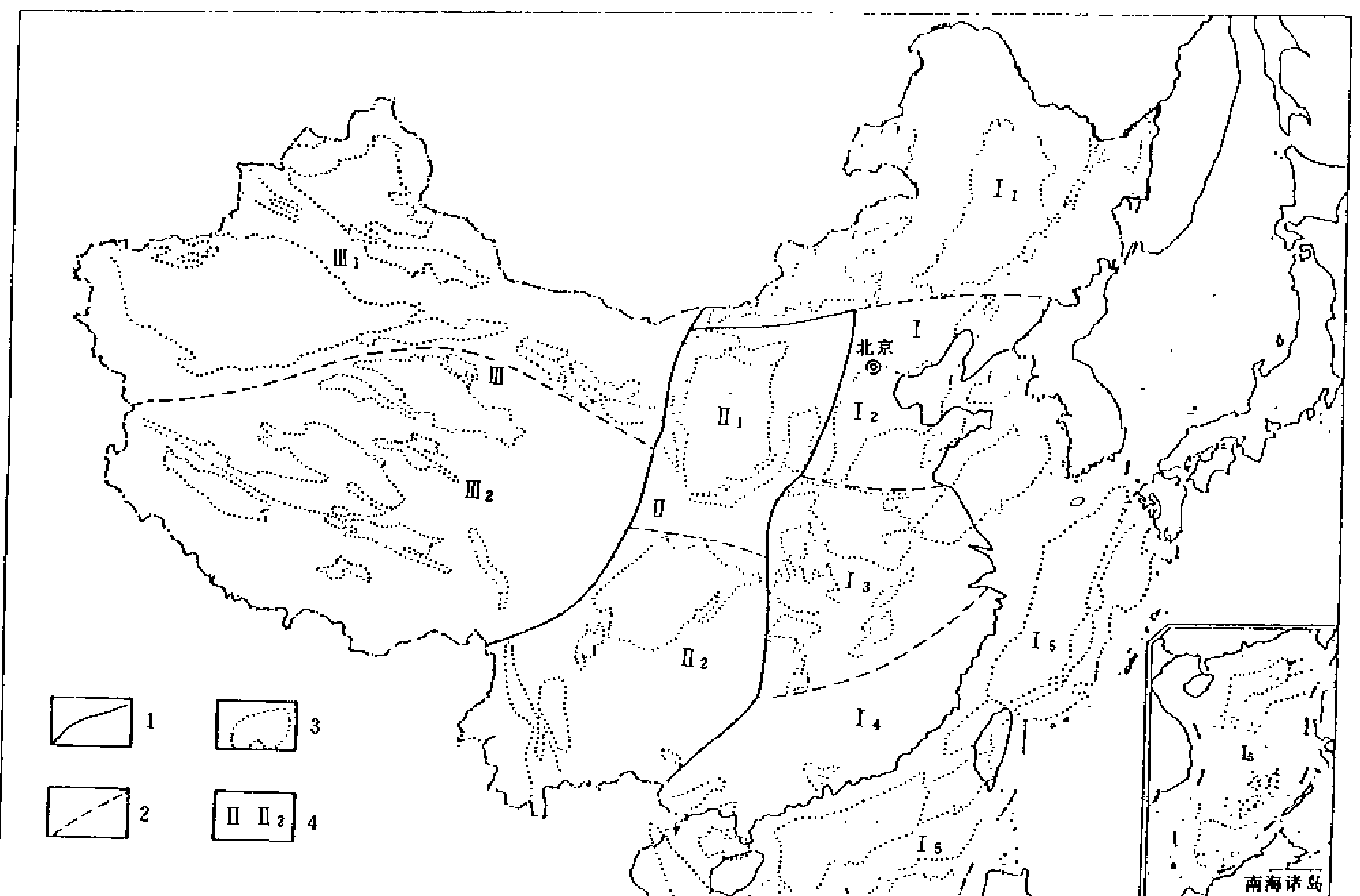


图 4－9　中国油气区划分图

1—油气区分界；2—油气亚区分界；3—油气盆地；4—油气区及亚区编号；Ⅰ—东部油气区；I_1—东北油气亚区；I_2—华北油气亚区；I_3—江淮油气亚区；I_4—华南油气亚区；I_5—海域油气亚区；Ⅱ—中部油气区；II_1—鄂尔多斯油气亚区；II_2—云贵川油气亚区；Ⅲ—西部油气区；III_1—西北油气亚区；III_2—青藏油气亚区

西、南、北三侧以国境为界，大约位于东经 74°～105°范围，面积为 412 万 km^2。

自元古代以来，西部区长期受近南北向挤压作用力作用，中生代以来特提斯洋和印度板块的活动形成了指向北的主动推挤作用力，而西伯利亚板块的阻抗则产生了向南的被动挤压作用力。因此，西部区岩石圈显著堆叠增厚，自晚古生代陆块拼合以来不断发生南北方向的缩短。现今西部区呈现含油气盆地被逆掩褶皱山系镶嵌的景观，地层、深断裂、褶皱造山带以及盆地均以北西西—近东西走向为主，区域重力场和区域磁场亦总体呈北西西向展布。其现今重力场均衡程度较差，地壳厚度变化剧烈，均衡重力异常值具有由南而北波浪式降低的趋势，布格重力值则具有从南向北波浪式抬升的趋势。南端喜马拉雅山系、中部昆仑－祁连山系和北部天山－阿尔泰山系均是区域性重力梯度带。其中，昆仑－祁连山脉是西部区内的地壳厚度弧形陡变带，向东、向北，地壳厚度减薄较快。这一元古代至古生代北方大陆与南方大陆的分界线把西部区分成两个亚区，其北侧的西北亚区地壳厚度相对较薄，为 42～52km，中生代早期已全部进入陆相环境；其南侧的青藏亚区是中国现今地壳最厚的区域，地壳厚度达 52～70km，海水晚至第三纪方全部退出。

以昆仑－祁连山脉为界，西部油气区划分为西北油气亚区和青藏油气亚区。

1. 西北油气亚区

西北油气亚区（简称西北亚区）包括新疆维吾尔自治区、甘肃省、内蒙古自治区西部和宁夏回族自治区西部，并包括青海省北部的部分地区，总面积约 190 万 km^2。

与青藏油气亚区相比，西北亚区处于特提斯洋和印度板块活动的远源效应区，又北倚稳定的西伯利亚板块，较之青藏亚区稳定程度高，深部构造表现为莫霍面的隆坳。塔里木盆地对应莫霍面隆起，地壳厚度约 46km；准噶尔盆地和吐-哈盆地亦对应莫霍面隆起，地壳厚度均在 44km 左右；二者之间的天山褶皱带则对应近东西向的莫霍面坳陷带，地壳厚度约 52km。

西北亚区是古生代北方大陆的西部组成部分，由塔里木陆块和阿拉善陆块及较小的准噶尔－吐-哈地块、其他陆壳碎块拼合而成。该亚区的演化可分为震旦纪至泥盆纪－石炭纪的陆块拼合阶段和其后的碰撞期后地壳堆叠缩短阶段。在前一阶段，较小陆块受强烈槽盆活动的影响，晚古生代建造含大量火山喷发岩系，海西末期变质，构成后一阶段陆相盆地发育的上层基底；阿拉善陆块在该阶段为古隆起，缺失震旦纪和古生代沉积。因此，除塔里木陆块在两个阶段都发育含油气盆地外，西北亚区其余地区以碰撞期后发育的陆相盆地为重点勘探对象。

晚二叠世至三叠纪是西北亚区碰撞期后的早期均衡调整阶段，构造应力相对松弛，古生代海槽回返褶皱形成的山系不断剥蚀，发育大型湖盆。至早侏罗世初期，出现了西北亚区准平原化古地貌，普遍发育中、下侏罗统煤系。随着特提斯洋壳不断向北俯冲至闭合，以及印度板块迅速北移，西北亚区的陆壳在越来越强的南北向挤压作用下不断堆叠缩短。中侏罗世后期，已近夷平的海西期褶皱山系重新活动，自身再次褶皱缩短，并向南侧或北侧（甚至双侧）逆掩，在山前地带形成前渊，发育了中侏罗世后期的山前湖盆。晚侏罗世至白垩纪，随着山体隆升加剧和西北亚区的整体抬升，山前湖盆急剧缩小。该阶段河西走廊诸盆地的演化叠加有祁连走滑系的拉分作用，酒泉等盆地还发育有一定规模的白垩纪至第三纪早期湖盆，而天山山系间的山间盆地白垩纪至第三纪的沉积多为红色磨拉石建造。

因此，西北亚区晚二叠世以来的盆地演化模式是由构造应力相对松弛过渡阶段的坳陷型转为陆内强烈俯冲—逆掩新阶段的压陷型，湖盆则由大变小，由统一变为分割。直至新第三纪，喜马拉雅晚期印度板块碰撞作用导致更强烈的山系隆升和山间压陷，才使山间盆地再次统一，上第三系角度不整合于其下伏各时代地层之上。

在这样的构造演化背景下，西北亚区的陆相含油气盆地中期发育模式相近，几乎都经历过准平原化背景下接受中、下侏罗统煤系沉积的阶段，因而该套煤系是其中生界重要的烃源岩，成为西北亚区含油气盆地的重要特征。

但是，西北亚区是古生代陆块拼合区，阿尔泰、天山、祁连山这些北西向的山系属陆块拼合带，二叠纪已隆起成山，随后遭受剥蚀，在中侏罗世以来的陆内俯冲作用下再次强烈隆升。因此，塔里木、准噶尔和吐-哈三大块体曾发育了晚二叠世至三叠纪的湖盆，新生代演化为大、中型山间压陷盆地，兼有中生代早、中、晚三套成油系统；而活动带范围虽可能曾发育过三叠纪的较大湖盆，并在其近夷平阶段广泛接受过中、下侏罗统煤系沉积，但燕山晚期、喜马拉雅期古老山系的再次隆升使其成为残存于山间的构造盆地。该盆地在晚侏罗世至第三纪充填红色磨拉石建造，其烃源岩以中、下侏罗统煤系为主，部分在后期兼有拉分性质的盆地（如酒泉盆地），其白垩系湖相泥岩也是重要的生油层。

西北亚区的含油气盆地在中生代以来处于共同的大地构造背景和南北向挤压缩短的地壳构造运动控制下，因而盆地的形成（或继续发育）与山系的隆升，构成地壳堆叠缩短不可分割的两方面。陆相盆地以中生代发育为主，喜马拉雅期最终定型的构造圈闭为逆掩滑脱型，中、下侏罗统煤系是重要的烃源岩，这是西北亚区含油气盆地的三大共性。

2. 青藏油气亚区

青藏油气亚区（简称青藏亚区）位于西部油气区南部，北以昆仑—祁连褶皱山系与西北亚区为界，东以横断山脉与中部油气区的云贵川油气亚区相邻，西侧和南侧均以国境为界，包括四川省西部、青海省和西藏自治区，总面积约 222 万 km^2。

青藏亚区的柴达木盆地曾属古生代北方大陆，西藏地区的古老地块是南方冈瓦纳大陆的北缘组成部分。该亚区中、新生代处于特提斯洋活动和印度与欧亚两大板块碰撞的前缘部位，比中国其余地区更早、更多地承受着特提斯构造域的动力作用。由于青藏亚区的岩石圈是粘滞系数低的柔性岩石圈，地壳厚而轻，成为板块碰撞后大规模变形、水平缩短和地壳增厚的内在条件。因而该区现今是全球岩石圈堆叠最厚的区域，地壳最大厚度大于 70km，且柔性岩石圈向周边扩展，不仅向北传递着挤压作用力，还派生出向东的挤压滑移作用力。

青藏亚区的陆相含油气盆地以新生代在隆升背景上发育为特色。因处于挤压造山动力环境，在隆升的同时发生横向挤出走滑变位，压陷盆地多具有挤压背景下的拉分性质。这些新生代陆相压陷盆地组成断陷带，分布于北西西向的逆冲断隆带之间，局部断陷的发育往往由北东东、北北西两组共轭走滑断裂直接控制，其第三纪发育的湖相泥岩成为主要生油岩系，而该亚区异常高的新生代地热场，促使生油岩在埋深较浅的条件下即进入生油门限。

位于西藏自治区中部的伦坡拉盆地是这类新生代陆相压陷盆地的代表。伦坡拉盆地是西藏地区已在第三系发现工业油流的新生代陆相盆地，属于班公湖—怒江断裂带南侧的断陷带。该盆地第三纪地层不整合于其前各时代地层之上，最大厚度超过 4000m，发育有 800～1200m 厚的第三系暗色泥岩和碳酸盐岩，达中等生油岩标准。由于生油门限深度仅 800～850m，至第三纪末这些生油岩已成熟或低成熟，生成的油气在同期定型的构造圈闭中聚集成藏。由于该盆地在上新世末至第四纪上升了 2000～2500m，南、北斜坡区构造带的油气藏遭到破坏，但盆地内部的第三系油气藏仍有较好保存条件。

柴达木盆地位于青藏亚区北缘，古生代曾是北方大陆的组成部分，晚海西运动结束时，与塔里木陆块南缘共同成为中国大陆的西部活动大陆边缘。该盆地中生代的发育与西北亚区有较多共性，新生代的演化却与西藏地区新生代陆相盆地一致，中新世末至第四纪仍有大型湖

丰度最高的中生代盆地。由于实现地壳伸展的基底深断裂强烈活动，已在该盆地发现混有幔源无机成因气的天然气藏。

2. 华北油气亚区

华北油气亚区（简称华北亚区）分布范围约在北纬 34°～43°，西界为太行山隆起东麓断裂，东侧达海岸线，北以兴蒙海槽褶皱系的南缘断裂为界，包括北京、天津两市和辽宁省南部、河北省、山东省和河南省东北部，总面积约 44 万 km^2（图 4－11）。

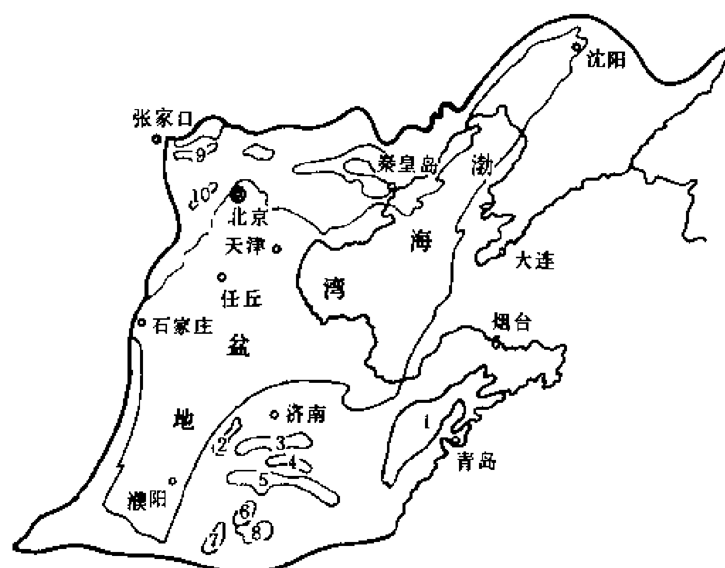


图 4－11　华北油气亚区含油气盆地分布图

1—胶莱盆地；2—寿张盆地；3—莱芜盆地；4—大汶口盆地；5—汶泗盆地；6—济宁盆地；7—成武盆地；8—鱼台盆地；9—延庆盆地；10—百花山盆地

华北亚区的南界在郑州至徐州一带。该带东西向的丰沛隆起带及隐伏古黄河断裂属秦岭断裂褶皱带的北支，其南侧为江淮油气亚区，中、新生代盆地的发育受秦岭带和郯庐断裂带双重走滑活动影响；而华北油气亚区的中、新生代盆地发育则很少受秦岭带走滑活动的影响。

华北亚区是东部区新生代伸展裂陷发育最完善的陆上区域，也是中国大陆岩石圈最薄的区域，岩石圈厚度仅为 60～80km。由于华北亚区岩石圈是典型的刚性岩石圈，在太平洋板块新生代北西西向俯冲的作用下，地壳向东仰冲伸展，莫霍面呈北北东向隆坳相间，地幔物质上涌，而其刚性岩石圈只能以断裂的方式实现伸展。中、新生代构造运动以强烈的块断形式进行，华北亚区的岩石圈成为中国最破碎的岩石圈。

华北亚区位于华北陆块东北部，具有太古界至下元古界深变质的结晶基底，在晚元古代至早古生代接受了广泛的浅海相稳定陆表海沉积，其中的暗色泥岩和碳酸盐岩都有生烃能力。但是，在经历了晚奥陶世至泥盆纪的长期沉积间断后，下古生界烃源岩生成的油气多已散失。而在奥陶系古风化壳上接受石炭纪海陆交互的煤系沉积和二叠纪陆上早期阶段的煤系沉积之后，由于其南侧江淮亚区发生着华北一扬子陆块碰撞期后挤压推覆运动，三叠纪再次以隆升为主，侏罗纪至白垩纪又处于伸展早期的分割性裂陷阶段。其后，古生界被强烈切割改造，因此，华北亚区虽也发育了古生代陆表海盆地，但与塔里木盆地相比，甚至与三叠纪曾大规模坳陷的鄂尔多斯盆地相比，其下古生界的成油、成藏条件和保存条件都要差得多。目前，华北亚区古生界中仍有现实勘探意义的烃源岩是石炭-二叠系煤系，已在渤海湾盆地发现以其为主要气源岩

的天然气藏。

与东北油气亚区相似，华北亚区在侏罗纪已开始伸展裂陷的早期阶段，除分布于现今渤海湾盆地深层的中生代断陷盆地外，鲁西隆起和胶莱隆起上均发育有小型断陷盆地。华北亚区中生代盆地普遍发育河湖相沉积与火山碎屑沉积交互的建造，白垩纪发育有湖相暗色泥岩，侏罗纪亦发育有含煤建造，但因盆地分割性强，烃源岩分布局限，成油条件较差。早第三纪，渤海湾盆地进入裂谷阶段，发育了下第三系主力烃源岩，每个相对独立的地堑或半地堑就是一个独立的早第三纪沉积体系和成油系统。至晚第三纪，渤海湾盆地进入后裂谷期阶段，块断活动减弱，上第三系覆盖了全盆地。在此阶段，鲁西隆起和胶莱隆起上的小型盆地仍为局限性小断陷，接受近源沉积，虽夹有湖相生油岩，但其规模、生烃潜力和转化程度均比渤海湾盆地差得多。

华北亚区岩石圈具有较强的刚性，新生代又处于太平洋板块北西西俯冲直接作用区，斜切该亚区的郯庐断裂带走滑运动造成的剪切应力作用波及全亚区，因而浅层脆性破裂向东伸展的变形方式与深部（涉及浅层）韧性剪切的滑移变形共存，呈现各级断裂密集交织的异常破碎特征。郯庐断裂带是渤海湾盆地和鲁西隆起区的共同东界。在其走滑作用的带动下，鲁西隆起区燕山期以来旋转隆升，而渤海湾盆地旋转沉降，二者在统一的旋转剪切应力场中相对运动，导致渤海湾盆地一级构造单元的组合呈向北东撒开、向南西收敛的帚状型式。该构造单元与东部区正常北北东向的构造线方向完全不同，而且伸展裂陷时序有自西向东、由南往北迁移的特征。

华北亚区有由古生界、中生界、第三系三个层系组合的复杂的含油系统，其中主要烃源岩是下第三系，构造运动主要型式是块断，向东伸展作用与剪切及旋转剪切作用造成复合应力作用方式，这是其中、新生代含油气盆地在特定的发育基础和边界条件制约下形成的三大特征。

3.江淮油气亚区

江淮油气亚区（简称江淮亚区）位于北纬 28°～34°范围，西以武当山－雪峰山为界邻中部油气区，北在郑州至徐州一线与华北亚区相连，东南沿南昌至上海一线毗华南亚区，包括河南、安徽、湖北、湖南、江西、浙江、江苏等省及上海市，总面积约 79 万 km^2。

江淮亚区在东西方向有北西向的秦岭－淮阳断裂褶皱带斜贯其西南部分，在南北方向有北北东向的郯庐断裂带斜切其北部。就古生代构造单元而言，该亚区南阳至庐江一线以北为华北陆块的东南部，襄樊－武汉－杭州以南是扬子陆块的中、下扬子区，分属北方大陆和南方大陆，其间的秦岭－淮阳构造带为古生代的陆块拼合过渡带。就中生代以来该亚区所处的动力环境来看，三叠纪至侏罗纪为华北－扬子板块碰撞期后陆内对冲挤压造山期；而侏罗纪晚期以来，在地壳向东伸展减薄的总背景上，郯庐断裂带北北东方向的走滑活动与由特提斯洋及印度板块碰撞所致的秦岭－淮阳构造带北西方向的走滑活动同时起作用。因此，江淮亚区既有古生代南、北各不相同的海相发育史，又有其中、新生代盆地发育阶段复杂的应力场，使得江淮亚区具有与东部其余亚区颇为不同的含油气盆地特征。该亚区地壳结构也与东部区其余部分不同，上地幔构造有北西西向趋势；航磁场呈三条近东西向的宽缓磁异常带；重力异常亦总体呈东西向展布，叠加有北东向相间排列的异常带；热流值有由北向南变小的趋势；岩石圈厚度有由北向南增厚的趋势。这些特征反映出江淮亚区的地壳运动并非单纯向东伸展。

由于江淮亚区在古生代分属华北陆块和扬子陆块，其早期海相盆地的含油气性有明显的南北差异，但总体好于华北亚区。苏豫皖地区处于华北陆块，由于华北陆块在古生代的稳定程度高，除靠近秦岭－淮阳构造带北缘的部分地区外，其古生界与华北亚区及中部含油气区的鄂尔多斯亚区具有共性，下古生界为稳定的浅海相建造，因长期沉积间断，成油条件较差，成藏现

实性最大的是石炭-二叠系海陆交互相煤系气源岩。在秦岭－淮阳构造带以南的扬子陆块部分，自震旦纪至中三叠世一直处于海盆发育阶段，虽然该套海相地层已遭强烈变形，但仍有较好的含油气远景。在扬子陆块的浙西皖南地区，晚震旦世至奥陶纪发育了深海环境的黑色页岩、碳酸盐岩和暗色泥岩，形成以上震旦统和寒武系为生、储油层，以奥陶系上千米厚层泥岩为盖层的古老成油组合；晚泥盆世至中三叠世，除发育浅海相暗色石灰岩外，还发育有海陆交互相的煤系。该地区在震旦系至志留系普遍发现碳沥青，上泥盆统至中三叠统多处发现油苗、沥青，还发现了被破坏的余杭县泰山震旦系古油藏，并在志留系中发现过凝析油，在江苏句容中三叠统见到工业油流。因此，江淮亚区在中、新生代盆地发育较好而下伏古生界呈复向斜的地区，有可能找到保存较好的古生界油气藏。

与古生界含油气的情况相反，江淮亚区中、新生代盆地的含油气性总体差于华北亚区。该亚区中、新生代裂陷的面积只占其总面积的约 30%，或是被隆起完全分隔的中、小型盆地，或为分散的小断陷。在郯庐断裂带东侧，苏北盆地的成因机制和演化特征与渤海湾盆地相似，也以下第三系为主要成油系统。在郯庐断裂带西侧，中、新生代盆地除以其北西西为主的走向显著不同于东部北北东、北东向的构造格局外，盆地的成因类型和成油系统也有所不同。这类盆地分布在秦岭－淮阳构造带内部或旁侧，多在白垩纪晚期开始发育，至晚第三纪早期已结束湖盆历史。该类盆地虽也以下第三系为主要成油系统，但局部断陷往往发育在北东向、北西向断裂交叉处，呈现特有的“扇形”凹陷平面形态。其深裂陷发育受白垩纪晚期沿秦岭－淮阳构造带发生的北西向左旋走滑和在该阶段变为右旋的郯庐断裂带北北东向走滑运动双重控制，由此引发北东向拉裂作用，导致局部深断陷的发生(图 4－12)。南襄盆地是这类盆地的典型。该盆

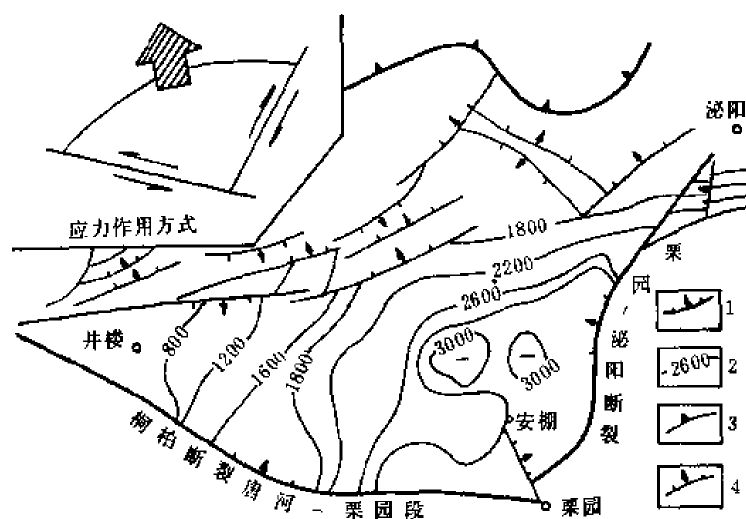


图 4－12 扇状裂陷盆地应力作用方式示意图

1—泌阳凹陷边界断裂；2—核三上段等深线(m)；3—核三上段剥蚀线；4—泌阳凹陷北部斜坡次级断裂

地位于淮阳隆起西侧，该段落秦岭－淮阳构造带的南界内乡—桐柏断裂切过其中部，北部属秦岭褶皱带，南部属扬子陆块北缘。泌阳凹陷是南襄盆地断陷最深、含油气丰度最高的凹陷，其发育受北西向的内乡－桐柏断裂和与其近正交的下二门断裂控制。两条断裂交会处为生油区，下第三系最大厚度达 6000m，生油岩最大厚度达 2200m。在凹陷的整个发育过程中，沉积、沉降中心始终位于断裂交会处。江汉盆地是这类盆地的又一种类型，该盆地位于淮阳隆起西南侧，淮阳隆起的西南界断裂——襄樊－广济断裂切过其东北角。盆地东北角的云应凹陷属秦岭褶皱

带，其余部分属扬子陆块的中扬子部分。该盆地前白垩系基岩中，既有逆掩推覆构造区，也有北西轴向的正常复式褶皱区，发育有北西向和北东向两组断裂，被切割的基岩块体埋深差异悬殊；这两组断裂在晚白垩世至早第三纪的活动强度控制着该阶段不同程度的沉积和沉降：在断裂强烈活动阶段，断陷间分割性较强，出现深水咸湖，发育咸水湖相生油岩；而在断裂活动相对平静的阶段，水体连片，水介质也趋于淡化，生油岩发育较差。

江淮亚区这类北西向中、新生代盆地的发育在东部区虽具特性，就全国来看，却具有昆仑－秦岭褶皱带所控制发育的盆地的走滑共性。从江淮亚区这类盆地的发育可见，即便在太平洋板块向西俯冲的强烈作用下，含油气盆地的发育特征仍然受大地构造背景的控制，多属分割性大的中、新生代断陷盆地叠合在古生代地层之上。

4. 华南油气亚区

华南油气亚区（简称华南亚区）主体处于华南褶皱系范围，包括浙江省南部、福建省、广东省和广西壮族自治区东部，总面积约 77 万 km^2。

华南亚区在早古生代为海槽区，加里东期回返褶皱，形成震旦系－志留系变质岩基底。此后，华南亚区与扬子陆表海多处连通，成为陆缘海，共同经历了泥盆纪至中三叠世古特提斯洋活动导致的海侵－海退大旋回。此期间，海西运动使华南亚区上古生界海相盖层发生褶皱，并使其加里东期基底再变形。晚三叠世以来，华南亚区在太平洋板块向西俯冲和青藏地区向东滑移推挤的双重作用下，处于总体隆升的背景，基底产生滑动拆离，盖层则向北西方向层叠推掩，中、酸性岩浆活动强烈，广布燕山期岩浆岩。由于华南亚区自加里东运动至燕山运动均发生强烈变形，后成为东部的新生代稳定地区，也是以整体隆升为主的地区。该亚区区域重力场和航磁场变化平缓，没有明显的走向方向，大地热流值偏低，断陷盆地以中生代为主要发育阶段，且多为红色磨拉石充填，盆地规模小而分散。因此，华南亚区在东部区是中、新生界含油气性较差的地区，有远景的勘探层系在其上古生界至中三叠统海相地层。

5. 海域油气亚区

海域油气亚区（简称海域亚区）包括渤海、黄海、东海（含台湾省）、南海和海南省，分布有渤海、黄海、东海、珠江口、琼东南、莺歌海、北部湾和南海 8 个中、新生代含油气盆地。除南海盆地外，其他 7 个盆地总面积为 71 万 km^2。

海域亚区是东部区的一个独特油气区，因紧邻环西太平洋弧－沟－盆构造系，含油气盆地的形成和发育主要在新生代，直接受控于太平洋板块的俯冲作用。在 8 个盆地中，渤海、黄海、东海、北部湾、珠江口盆地具有陆壳基底，地壳厚度为在 29～32km；琼东南、莺歌海盆地基底属陆－洋过渡壳，地壳厚度为 9～20km，其北缘大断裂有基性、超基性岩浆贯入；南海盆地的基底为大洋型地壳，地壳厚度仅为 6～8km，海底有玄武岩海岭，其对称磁异常条带表明属洋底扩张中脊。就盆地类型而言，渤海、黄海盆地属陆上裂谷盆地的延伸，东海盆地属聚敛型边缘弧后盆地，珠江口、琼东南、莺歌海盆地是离散型边缘裂谷盆地，北部湾盆地属板内裂谷盆地，南海盆地则属于在洋壳地堑上发育的边缘海盆地。

虽然海域亚区上述盆地沉降机制有别，但其第三纪至第四纪沉积建造的发育却与在南海发生的两次洋壳扩张相关。古南海在中生代晚期第一次扩张后，只有东海盆地西南部至台湾西侧与古南海相连，南海北部诸盆地、东海盆地北部、黄海和渤海盆地多为陆相环境，接受陆缘河湖相沉积。古新世至始新世较大型深水湖发育湖相泥岩，是海域亚区主要的陆相生油岩。渐新世古南海洋壳第二次扩张，海水北侵。渐新世至中新世早期，除东海盆地北部、黄海和渤海盆地仍为陆上环境外，东海盆地南部和南海北部诸盆地海水进退频繁，广泛接受了海陆交互阶段的

含煤砂泥岩沉积，成为该亚区重要的气源岩。至中新世中晚期，南海北部诸盆地已是开阔海，东海盆地在上新世也整体被海水覆盖。进入海相环境的陆缘盆地的沉积体系受裂陷控制。其中，裂陷方向与陆缘近平行者接受陆上短源河物源供给，形成陆架—陆坡—半深海或三角洲—陆坡—深海沉积体系，其有机质丰度较高，所发育的局限半深海相生油岩厚度大，面积广，是海域亚区上第三系重要的油源岩。

海域亚区的含油气盆地，以其由陆缘裂陷盆地发展为弧后海相盆地为最鲜明的特色，是东部区最充分体现太平洋俯冲作用的地区，也是中国最年轻的含油气区域。该亚区的油气资源非常丰富，勘探程度尚低，因而是中国油气勘探的重要远景区。

四、中部油气区

中部油气区（简称中部区）位于东经 98°～114°范围，被夹持于太行山—雪峰山巨型北北东带与贺兰山—横断山巨型南北带之间。鉴于阴山以北属天山—兴蒙海槽褶皱系背景上发育的东北亚晚中生代裂谷盆地群的组成部分，将阴山以北至国境的区域划归东部含油气区。云南省的思茅—兰坪盆地和楚雄盆地现今处于滇西横断山褶皱系中，但前新生代这两个盆地与四川盆地有共同的发育史，因而将属于巨型南北带的该南端部分划归中部区。中部区在北部的东界定在太行山隆起带的东缘，其上分布的沁水、大同等小盆地前中生代属稳定华北陆表海盆的组成部分，现今为隆起上残存的构造盆地，均归于中部区。总面积为 205 万 km^2。

中部区位于中国大陆地壳陡变带东侧，在地壳结构方面接近于东部区。在古生代，其北部属北方大陆的华北陆块西部，南部为属南方大陆的扬子陆块中上扬子区，震旦纪至古生代分别与东部油气区的华北陆块东部和扬子陆块中下扬子区有共同的海盆发育史；横切其中部的秦岭褶皱带则是昆仑—秦岭海槽的组成部分。因此，中部区在古生代并不具有南北方向的统一性。

中生代以来，西部区的南北向挤压增厚渐趋增强，派生出青藏高原向东推挤滑移的作用；东部区处于前期南北向剪切、后期向东伸展减薄的动力环境。中部区在中、新生代处于这两种应力作用方式的交会部位，同时受到东西两侧的影响，其中生代含油气盆地的发育和变形特征与西部区、东部区各有相似之处；又因两种应力作用方式在这一地区达到一定平衡，中生代后期至新生代总体稳定，具有南北方向上的共性。其北部鄂尔多斯亚区和南部云贵川亚区均在中生代接受坳陷型沉积，新生代以整体抬升为主，陆相含油气盆地的成因机制和演化史与其东、西两侧都不同，成为中国大陆西部和东部之间的过渡带。

1. 鄂尔多斯油气亚区

鄂尔多斯油气亚区（简称鄂尔多斯亚区）包括甘肃省东部、宁夏回族自治区、陕西省北部、山西省和内蒙古自治区中部及河北省西缘，总面积约 93 万 km^2。

鄂尔多斯亚区是稳定的中部区内最稳定的区域，以鄂尔多斯盆地为主体，环其北、西、南三侧分布河套盆地、银川盆地、六盘山盆地、渭河盆地等新生代地堑系，东侧太行山隆起带上较大的盆地为沁水盆地。

鄂尔多斯亚区主体是稳定台地，具有太古界至下元古界结晶基底，近南北向的重力场由东向西下降，周缘被重力梯度带环绕。地壳厚度稳定，自南东向西由 36km 渐增厚至 43km，至西北缘又降至 40km。在台地主体的鄂尔多斯盆地，结晶基底时代北老南新，分别为太古界、下元古界变质岩系，变质程度北深南浅。其基底顶面呈北东—南北向隆坳相间格局，盖层总体形态呈西倾斜坡。第三系仅分布在西缘六盘山南北向冲断带下盘、北侧阴山南缘和南侧秦岭北缘，均为狭长的断陷。

鄂尔多斯亚区在元古代和古生代是华北陆表海的组成部分，在晚元古代至奥陶纪是临近贺兰山拗拉槽和西秦岭海槽的陆缘坳陷，因此在华北陆块中奥陶世大面积抬升阶段，该亚区西缘、南缘仍有中、上奥陶统沉积。中奥陶世至志留纪的沉积间断后，石炭纪海水由西侧塔里木方向和东侧华北方向侵入，在经过石炭-二叠纪海陆变迁后，二叠纪末进入陆相环境。对于该亚区来说，其古生代的演化史及海相、海陆交互相建造与华北亚区具有共性，下古生界成油系统和上古生界成油系统亦与华北亚区相似。早、中三叠世，该亚区与相近纬度的西北亚区相似，亦处于构造应力相对松驰阶段，发育了大型陆相湖盆。中三叠世末，在特提斯洋俯冲造成的南方大陆向北的推挤力加强和早期库拉－太平洋板块向北北西方向运动的背景下，鄂尔多斯亚区成为贺兰山－横断山巨型南北带以东最早发生沉降的地区，继承性发育了晚三叠世的大型湖盆。在印支末期抬升后，早侏罗世在侵蚀地貌背景上发育了陆相沉积，至中侏罗世，湖盆萎缩。在中侏罗世末期，太行山和吕梁山断隆升起，结束了鄂尔多斯亚区中生代沉降史。此后，本亚区整体抬升，在白垩纪、第三纪东北亚区和华北亚区大规模伸展裂陷阶段，本区仅在周缘发育局限分布的小断陷盆地。

中生代以来，鄂尔多斯亚区西侧发生着西部区地壳南北向挤压增厚，东侧经历着东部区地壳向东伸展减薄的裂陷，南侧存在着秦岭褶皱带大规模的走滑。该区正处于不同构造应力的交汇部位，因力源较远，自身又有稳定基底，因而成为中国大陆最为完整的陆壳块体，但在其周缘，盖层变形强烈，且不同部位变形形式与相邻区域一致。

经历了上述发育历史的鄂尔多斯亚区形成了特殊的成油系统。下古生界成油系统形成奥陶系顶面风化壳大型气田；其中生界成油系统则以古地貌油气藏和河道砂体岩性油气藏为显著特色，在其西缘逆掩断裂带，还形成了具有西部区特征的逆掩构造油气藏。

2. 云贵川油气亚区

云贵川油气亚区(简称云贵川亚区)包括四川省、云南省、贵州省和广西壮族自治区，主体是被西侧松潘甘孜印支褶皱系和东侧华南加里东褶皱系所夹持的扬子陆块的上扬子区，包括松潘甘孜褶皱系在云南的部分和华南褶皱系西南缘局部，总面积约 112 万 km^2。

本亚区位于中部油气区的南部，以秦岭褶皱带与鄂尔多斯亚区相隔，除白垩纪开始隆升为两亚区相似之处外，其盆地演化史、成油系统、构造特征均与鄂尔多斯亚区不同。

本亚区处于特提斯洋活动的直接影响区，是扬子陆块结束陆表海发育最晚的地区。该亚区在震旦纪至三叠纪的海相发育阶段具有扬子陆表海的共性，虽有沉积间断，却接受了以碳酸盐岩为主的稳定海相沉积，厚达 4000～7000m，发育了六套成烃组合。但是，该亚区受特提斯洋闭合和印度板块碰撞的影响，直接承受青藏高原向东推挤的作用力，还承受着太平洋板块俯冲的剪切挤压作用，因此在结束其海陆交互过渡阶段的同时即进入隆升阶段。在其作用下，占总面积一半以上的地区褶皱成山系，震旦纪－三叠纪海相含油气盆地遭到破坏，除四川盆地外，仅在山系间残留一些中小型构造盆地，如楚雄盆地、思茅－兰坪盆地(图 4－13)。

四川盆地是云贵川亚区唯一的大型盆地。印支运动后，经过侏罗纪湖盆不断收缩的短暂独立湖盆发育阶段后，即处于抬升状态，其独立的陆相盆地阶段仅发育侏罗系成油系统。从这个角度，四川盆地可视为残留古生代陆表海盆地。该盆地基底为中上元古界变质的岩系，中部三个深变质的中性及中基性岩体构成北东向硬性基底隆起带，而川东南和川西北的基底为浅变质岩系，相对较软。印支运动以来，在具有共轭剪切性质的北东、北西两组边界断裂的切割作用下，四川盆地成为被边界逆冲断裂上升盘褶皱山系环绕的盆地。由于四川盆地所处的特定大地构造位置，东、西两侧的挤压作用和南北向剪切作用同时对其变形施加构造力，形成双侧挤压、

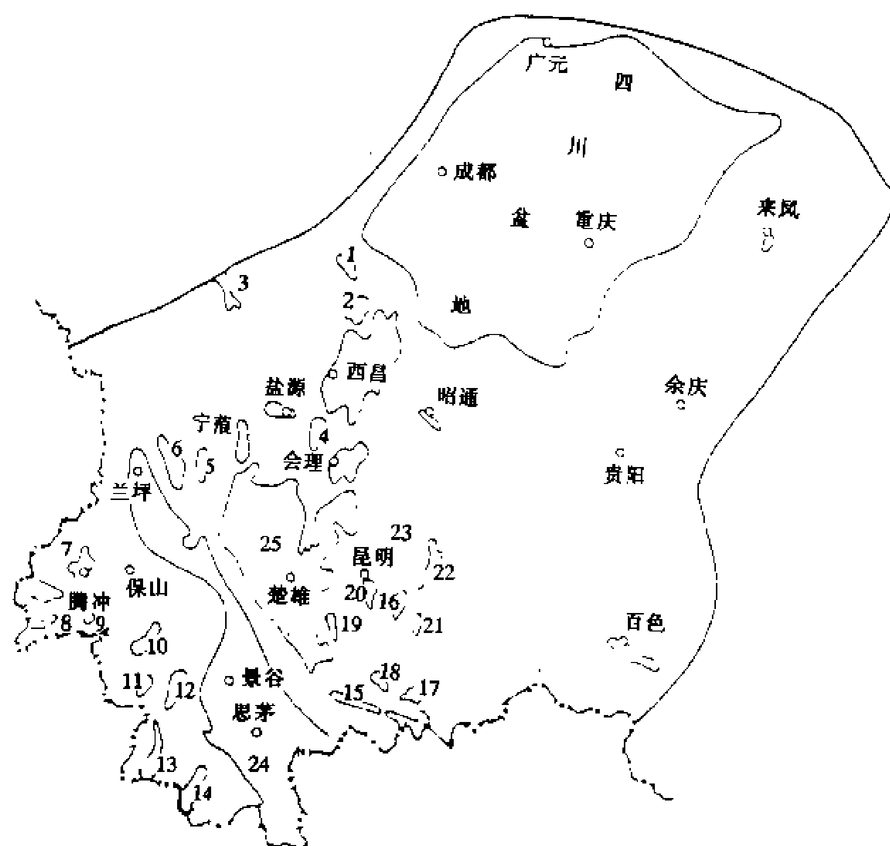


图 4-13 云贵川油气亚区含油气盆地分布图

1—汉源盆地；2—甘洛盆地；3—拉波盆地；4—德昌盆地；5—鹤庆盆地；6—剑川盆地；7—盈江盆地；8—陇川盆地；9—潞西盆地；10—永德盆地；11—耿马盆地；12—双江盆地；13—孟连盆地；14—曼邦盆地；15—红河盆地；16—滇南盆地；17—蒙自盆地；18—建水盆地；19—富良棚盆地；20—安宁盆地；21—弥勒盆地；22—陆良盆地；23—杨林盆地；24—思茅—兰坪盆地；25—楚雄盆地

周缘剪切的应力作用方式。第三纪印度板块的碰撞使盆地沉积盖层褶皱变形，并因其深部存在北东向硬性基底隆起带，褶皱形式在各分区显著不同。川东南区以遭受来自东南侧的挤压剪切作用力为主，形成北东—北北东向高陡背斜和断裂带组成的隔挡式褶皱；川西北区在青藏高原向东走滑挤压的作用下发生逆掩滑脱褶皱，出现箱状背斜，同时成为四川盆地新生代主要坳陷区；川中隆起区处于双向挤压和剪切的中轴区，不平衡的挤压和深部的拆离、剪切作用，产生了以硬性基底为旋转轴的旋转扭动褶皱组合。

因此，四川盆地的成油系统极富特色：陆相盆地阶段仅发育侏罗系成油组合；古老的海相烃源岩已过成熟，以成气为主；因储集层多为震旦系—古生界质纯性脆的石灰岩，天然气聚集的基本单元为褶皱背景上的裂缝系统。

第四节 中国含油气盆地类型

自 70 年代板块构造学说兴起以来，关于沉积盆地的类型，国内、外学者新提出了许多分类系统和划分方案。

世界沉积盆地有一种简单的分类方案，建立在地壳板块的长期运动及板块间彼此相互位置变化的概念基础上，分为三类盆地，即聚合（聚敛）盆地、离散盆地以及大陆板块内部盆地（简称板内盆地）。

聚合盆地位于正在彼此靠近的板块边缘，离散盆地则位于正在彼此背离的板块边缘，而大陆板块内部盆地指的是那些在远离板块边缘的大陆内部形成的盆地。

中、新生代，由于太平洋板块和印度板块对中国大陆的挤压、碰撞，中国大陆普遍存在剪切应力作用，地壳深部发生层间滑动，固化的表层通过断裂的走滑活动实现块体间的变位。北西向的昆仑－祁连－秦岭断裂构造带和北北东向的郯庐断裂带，均是具有走滑性质的超深断裂带。前者发生北西－北西西走向的区域性走滑，后者出现北东方向的走滑。在小比例尺的《中国卫星影像图》上，可以明显观察到与秦岭－祁连－昆仑和郯庐走滑断裂类似的区域性深部隐伏断裂的影像，二者构成中、新生代共轭剪切断裂系。将含油气盆地的构造格局、发育特征与其相邻的走滑断裂相联系，往往可以解释用单一挤压和伸展动力作用无法解释的现象。

在中国东部，渤海湾盆地带状展布的构造格局及成油系统的变迁，与郯庐断裂带的走滑活动有关，这是在伸展背景下剪切应力作用的例证。在江淮亚区，北北东向隐伏断裂与北西向隐伏断裂共同控制着中、小型断陷盆地的发育。这类盆地的深凹陷往往发育在北东向断裂与北西向断裂的交切处，形成"扇形"结构，南襄盆地的泌阳凹陷即是典型的例证。

在中国西部，塔里木、准噶尔、吐-哈、柴达木这类大、中型盆地周边均被共轭剪切断裂围限，在南北向挤压背景下，边界断裂以逆掩走滑的形式，控制盆地内中、新生代山前坳陷的发生和演化。

横贯中国大陆的昆仑－祁连－秦岭断裂构造带的走滑活动，对其内部及两侧的中、小型陆相盆地的发育有明显控制作用。在东部，秦岭带北西向的走滑活动与北北东向走滑活动联合，形成局部剪切拉张应力场，发育了江汉盆地、南襄盆地等中、新生代断陷盆地。在西部，北西－北西西向走滑活动叠加在南北向挤压背景上，使民和、民乐、酒泉、花海－金塔等中、新生代小型断陷盆地具有拉分性质。

由于上述共轭剪切断裂系统的走滑活动在中国大陆普遍存在，中、新生代陆相盆地的发育受到程度不同的走滑作用影响，使每个盆地形成发育的局部应力场复杂化，剪切应力与挤压应力或拉张应力联合，控制着含油气盆地内部的构造组合和成油系统。

综上所述，中国的含油气盆地虽有中、新生代陆相盆地和古生代海相盆地两大系统，现今却以二者叠合的形式分布；古生代末的中国大地构造格局及古生代的构造单元和边界条件，制约着中、新生代含油气盆地的形成和发展，但是盆地成因机制、演化模式、发育程度及成油系统，则取决于中、新生代的板内动力环境、局部应力作用方式、盆地基底和边界条件等各项因素的综合作用。

二、含油气盆地类型划分原则

研究含油气盆地类型是为了从成因机制方面认识其演化模式，进而了解各演化阶段的沉积充填、生烃潜力及成藏条件，以预测同类型盆地的含油气性及勘探目的层。因此含油气盆地类型的研究既是理论性很强的学术问题，也是具有实用价值的研究内容。在表述盆地成因机制和演化模式基础上，含油气盆地的类型还应反映其成油系统与演化阶段的关系。

中国古生代海相盆地与中、新生代陆相盆地是两大系统。中、新生代的中国大陆是由"新克拉通"镶嵌"老克拉通"而形成的统一"克拉通"。依据古生代槽台体制的大地构造单元只能反映不同区域的"克拉通"性质，不能说明中、新生代新的地球动力学环境和新的成盆机制。而以与板块间相互位置及运动方式为基础的盆地分类系统同样也难以表达中国大陆内部含油气盆地的复杂成因。我们认为，对于中国中、新生代含油气盆地类型的研究，既要了解中国大陆周缘板块运动的形式，更要着重于盆地所在位置的板内动力环境，分析其边界条件和应力作用方式，认识其成因与演化模式之间的联系，这样才能从本质上揭示盆地类型与成油系统的关系。

中国古生代海相含油气盆地发育的动力环境与中生代大不相同，中生代的动力环境与新

生代也有差异。阐明古生代含油气盆地的成因和演化，恢复原始海盆的面貌对盆地分类固然重要，然而现今作为勘探对象的古生界海相盆地已是掩埋于中、新生代陆相盆地之下的构造盆地，被多期构造运动改造。中、新生代陆相盆地现今状态是经喜马拉雅运动最终定型的，古生界构造盆地同样也最终定型于喜马拉雅运动。油气勘探的对象只可能是现存盆地中的油气藏，因此对含油气盆地演化模式的认识就不能不包括新生代的演化和最终演化结果。尤其对于勘探古生界的油气而言，认识其残留在中、新生代陆相盆地之下的状态，及中、新生代不同的动力作用对古油藏的保存或其烃类重新聚集成藏的影响更为重要。因此我们对中国含油气盆地类型的划分着重于中、新生代的动力环境。

众所周知，沉积盆地的演化模式与其成因机制互为因果，但并非成因机制相同的盆地必然经历了全部演化阶段。一个盆地发展到哪一个演化阶段结束其发育史，取决于其所处的局部构造应力场和边界条件的变化。由于陆相含油气盆地的烃源岩发育状况和其后期油气转化条件决定着盆地的含油气性，一个盆地是否经历了大规模发育烃源岩和使烃源岩被深埋的演化阶段是至关重要的。因此，含油气盆地的类型不仅应表明其成因机制，还需要反映其结束发育时所经历的演化阶段。

目前普遍认为，伸展动力环境的出现与地幔热异常相关。事实上，地壳减薄与上地幔隆起几乎同存，尚难分辨何因何果。对于岩石圈深部活动的研究，区分主动热事件和被动热事件确有意义，但对于含油气盆地的成因机制而言，动力环境是伸展或是挤压已表明地壳运动方式。此外，热异常并非仅与伸展环境相伴随，西藏地区是地壳挤压增厚区，但至少在新生代是高地热异常区（如羊八井热田）。因此我们不以地热场为依据来区分含油气盆地类型。

基于以上考虑，这里提出的中国含油气盆地类型划分主要根据以下四个原则：

1）含油气盆地所处的中、新生代动力环境；

2）局部应力作用方式及边界条件决定的盆地成因机制；

3）盆地结束发育时所处的演化阶段；

4）中、新生代含油气盆地与古生代含油气盆地的叠合关系。

三、中国含油气盆地类型

1. 含油气盆地类型划分

（1）伸展型含油气盆地

①裂谷盆地

②边缘海裂谷盆地

③走滑裂陷盆地

④古生界块断构造盆地

（2）压陷型含油气盆地

①山间压陷盆地

②走滑压陷盆地

③古生界挤压构造盆地

（3）稳定地块型含油气盆地

①重力调整沉陷盆地

②稳定地块边缘地堑盆地

③古生界稳定构造盆地

2. 中国含油气盆地类型

(1)伸展型含油气盆地

伸展型盆地主要分布在东部油气区，是在中、新生代东部区岩石圈向东伸展减薄过程中发育的裂陷盆地。

1)裂谷盆地——这类盆地完整的演化模式为：前裂谷期，火山活动强烈，发育分隔性裂陷盆地群，接受河流相及局限湖相沉积；裂谷阶段，裂陷加剧，形成统一水体，接受较大范围稳定沉降的深湖－半深湖泥质沉积，大规模发育湖相生油岩；后裂谷期，裂陷活动减弱，水体范围进一步扩大，陆上盆地类型水体变浅，大规模发育湖相生油岩，遭受海侵的盆地类型则转化为陆缘海，发育海陆交互相煤系烃源岩及海相烃源岩；裂谷萎缩阶段，盆地结束沉降，充填平原河流相沉积。

根据后裂谷期特征，这类裂谷盆地可再分为近海陆上裂谷盆地和陆缘海裂谷盆地两类。

A.近海陆上裂谷盆地

东北油气亚区、华北油气亚区的中、新生代盆地和江淮油气亚区的苏北盆地均属此类盆地。

松辽盆地、渤海湾盆地和苏北盆地为发育完全的陆上裂谷盆地。松辽盆地在晚侏罗世—早白垩世进入裂谷阶段，属中生代裂谷盆地；渤海湾盆地和苏北盆地在早第三纪进入裂谷阶段，属新生代裂谷盆地。

东北亚区的二连盆地、海拉尔盆地、松辽盆地外围的一系列中生代小盆地和华北亚区的鲁西隆起、胶莱隆起上的中、新生代小盆地群，是发育不完全的陆上裂谷盆地。这类盆地在经历了前裂谷期后即处于隆升背景，因而湖相烃源岩发育差，其含油气丰度远逊于裂谷发育完全的松辽盆地和渤海湾盆地。

B.陆缘海裂谷盆地

该类裂谷盆地在前裂谷期和裂谷期为陆上盆地，裂谷期的后期阶段遭海侵，转化为陆缘海，现今仍未结束裂谷发育史。除南海盆地外，中国海域的盆地均属此种类型。该类盆地可再分为两类，一类属陆上裂谷盆地向海域延伸部分，另一类是受南海洋壳新生代扩张影响而发育的盆地。

渤海海域、黄海海域的盆地是陆上裂谷盆地向东延伸的部分，在晚第三纪晚期遭受海侵成为陆坡海盆，仍处于热释放的后期坳陷沉降阶段。其中，渤海海域(又称渤中坳陷)是渤海湾盆地向东延伸的部分；北黄海盆地是胶莱隆起前裂谷期盆地向东北延伸的部分；南黄海盆地是苏北裂谷盆地向东北的延伸部分。这三个海域的前裂谷期、裂谷期演化阶段及时代与相应陆上盆地部分相似，且相互关联。

东海盆地和南海北部诸盆地是受南海洋壳扩张影响而发育的新生代陆缘海盆地，仅在早第三纪早期前裂谷期为陆上盆地群，早第三纪晚期已遭海侵，直至晚第三纪一直处于陆缘海裂谷阶段，在晚第三纪晚期转化为陆缘广海，处于热释放坳陷沉降阶段。

2)边缘海裂谷盆地——南海盆地是中国现今唯一的一个由洋壳扩张导致的中、新生代太平洋边缘海盆地。白垩纪至晚第三纪至少经历了三次扩张方向和扩张位置不同的洋壳扩张，发育三期边缘海裂谷，于晚第三纪晚期冷却下陷，成为现今的广海。

3)走滑裂陷盆地——这类盆地分散在江淮亚区郯庐断裂带以西地区。中生代晚期至新生代，在伸展背景下，北北东向区域性的右旋走滑和秦岭断裂系及秦岭北支断裂系的左旋走滑，控制该类盆地的发育。在两组走滑断裂交切处，派生出局部北西－南东向拉张作用和局部北东－南西向挤压作用，在局部拉张范围发生“扇形”裂陷，在局部挤压部位出现断凸，而盆地的范

烃源岩厚度大，加之处于高地热区，油气转化条件好，一些盆地（如伦坡拉盆地、景谷盆地）形成小规模第三系油气藏。由于这类盆地在喜马拉雅运动中、晚期多遭受强烈构造变动，已形成的第三系油气藏被不同程度地破坏，因此其新生界油气勘探需要格外注意晚期保存条件。

3）古生界挤压构造盆地——西部区的这类古生界构造盆地存留在中、新生代盆地之下，其震旦系一古生界地层相对发育连续，存在多套成油组合。青藏亚区的这类盆地在中、新生代遭受特提斯洋闭合的改造，残存于其新生代山间陆相盆地之下。被塔里木中、新生代压陷盆地所复合的古生界构造盆地相对完整，从震旦纪以来，发育有寒武-奥陶系、志留-泥盆系、石炭-二叠系多套成油组合，但由于经历了多期构造运动的改造，油气的生成、运移和聚集经历了十分复杂的过程，具有多期生油、多期成藏的特点。塔里木盆地所经历的最后一次构造事件（喜马拉雅运动）对其古生界油气藏的现今分布有重要的控制作用。

3. 稳定地块含油气盆地

这类盆地主要分布在中部油气区，在稳定的古老地块上发育。由于中、新生代不同应力作用方式在中部区交会而彼此相对均衡，保持了其动力环境的稳定。地壳运动以均衡调整为主要形式，中生代早期坳陷沉降，晚期开始整体抬升，仅在盆地边缘发生新生代裂陷，古生界构造盆地未遭后期强烈变形。

1）重力调整沉陷盆地——中生代的鄂尔多斯盆地和四川盆地属此类型。坳陷早期，由于西部地区向东推挤作用的影响，整体沉降的坳陷湖盆东缓西陡；坳陷中期，盆地东、西两侧山系隆升，沉降带限于盆缘逆冲断裂带前缘；坳陷晚期，湖盆萎缩，接受河流相红色碎屑沉积。在坳陷早期和中期发育的湖相泥岩是这两个盆地的主要陆相烃源岩。

鄂尔多斯中生代坳陷盆地于三叠纪开始发育，其原始盆地范围超出现今东界。四川晚三叠世坳陷盆地继承中三叠世的残留海盆发育，其原始盆地范围也超出现今东界和南界。这两个盆地的陆相中生界现今亦为构造盆地。从其变形特征看，鄂尔多斯盆地最为稳定，中生界呈西倾平缓斜坡；而四川盆地边缘部分的中生界则与下伏的古生界共同卷入滑脱褶皱变形。

2）稳定地块边缘地堑盆地——鄂尔多斯地块周缘的新生代地堑系（如银川、河套盆地和汾一渭盆地）属这类盆地，是一种不同于裂谷的盆地。其成因机制主要是与地块隆升相伴随的地块周缘裂陷，因而断裂切割深度和地堑系的沉降幅度虽然很大，平面影响范围却很小，以充填红色粗碎屑沉积物为主，生烃条件差。

3）古生界稳定构造盆地——四川盆地和鄂尔多斯盆地的陆相中生界地层均叠合在其古生界构造盆地之上。由于位于稳定地块，这两个盆地古生代海相地层保存完好，古生界油气藏是重要的勘探对象。

鄂尔多斯古生界海相碳酸盐岩地层和石炭-二叠系煤系未经强烈变形，奥陶系顶面风化壳保存完整，形成中央古隆起背景上的巨大的地层-岩性圈闭；四川盆地震旦纪—三叠纪的海相碳酸盐岩地层具有多套成烃组合，印支期后卷入程度不同的滑脱褶皱变形，古生界气源岩生成的天然气聚集在喜马拉雅期定形的构造圈闭中，是四川盆地的主要勘探目标。

第五节　区域构造背景对盆地石油地质条件的控制

本章前文在中国大地构造格局的形成、含油气盆地分区演化特征等方面，论述了岩石圈动力条件及板块运动的宏观控制作用。盆地是油气生、排、运、聚的基本地质单元，不同尺度的构造作用分级控制着盆地内各单元的成油成藏条件。本节在西部、东部和中部油气区各选择一个

典型盆地，即塔里木盆地、渤海湾盆地、鄂尔多斯盆地，以三者为例，分别论述三大油气区构造演化背景及地壳动力环境对盆地油气藏形成条件的宏观控制作用。

一、塔里木盆地

塔里木盆地位于天山山系和昆仑—阿尔金山系之间，总面积约 56 万 km^2，是中国最大的内陆盆地，也是西部油气区自震旦纪至第三纪的沉积盖层均有现实油气勘探意义的盆地，该盆地沉积盖层的发育及变形史，反映了西部区大地构造演化史，而其晚古生代以来的演化史既反映着西北亚区陆相含油气盆地的一般演化规律，也是中国古老陆块在南北向挤压动力环境中构造演化的一个典型实例。

1. 现今构造格局

塔里木盆地深部对应近东西向的莫霍面隆起区，具有前震旦纪结晶基底，地壳厚度 41～42km，其中盖层沉积最大厚度超过 25km。其北界为康古尔—伊林哈比尔尕北坡—艾比湖壳断裂，隔天山造山带与准噶尔盆地、吐-哈盆地镶接；其南界为康西瓦—喀拉米兰壳断裂，东南侧隔阿尔金山脉与柴达木盆地相邻；西南侧隔昆仑山脉与羌塘地块拼合（图 4－14）。盆地长轴近

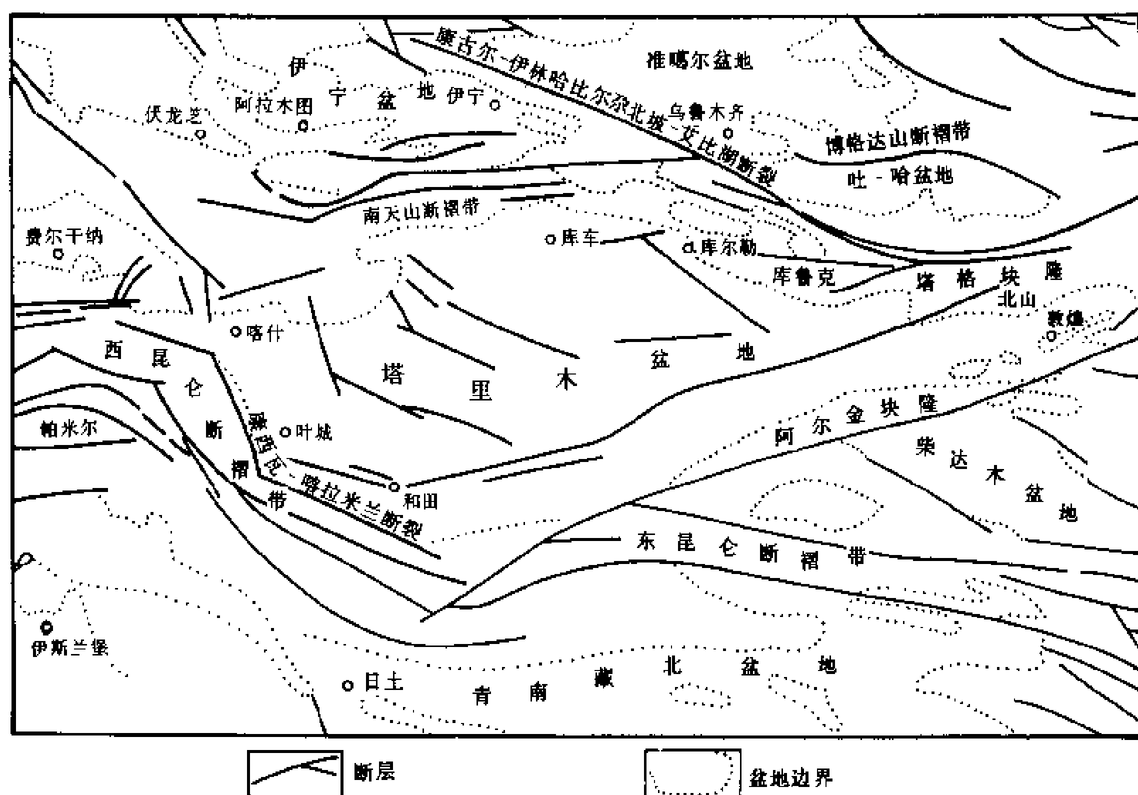


图 4－14　塔里木盆地区域构造背景图

东西向，总体呈菱形，东部边界断裂系及盆缘断裂系走滑性质明显，西部的边界断裂及盆缘断裂系以向盆地方向逆掩为主。据古地磁研究（孟自芳，1993）和卫星影像信息，盆地西南地区和西北地区二叠纪以来曾发生过块体间的顺时针旋转。

塔里木盆地的基底是经震旦纪至奥陶纪裂谷作用改造的古老克拉通。北部为层状中、下元古界，表现为近东西向宽缓负磁异常区；南部为前震旦纪深变质岩系，呈正负相间的北东向磁异常，推测为太古界；中部基底破裂带被大量上地幔岩浆物质贯入，成为长上千公里、宽 60～80km 的近东西向中央高磁正异常带。

根据塔里木盆地现今沉积盖层叠合状态，其内部划分为塔北隆起、中央隆起、塔南隆起和库车坳陷、北部坳陷、西南坳陷、东南坳陷（图 4－15）。其总体格局呈现以中央隆起为中轴，北部和南部各成体系的面貌。

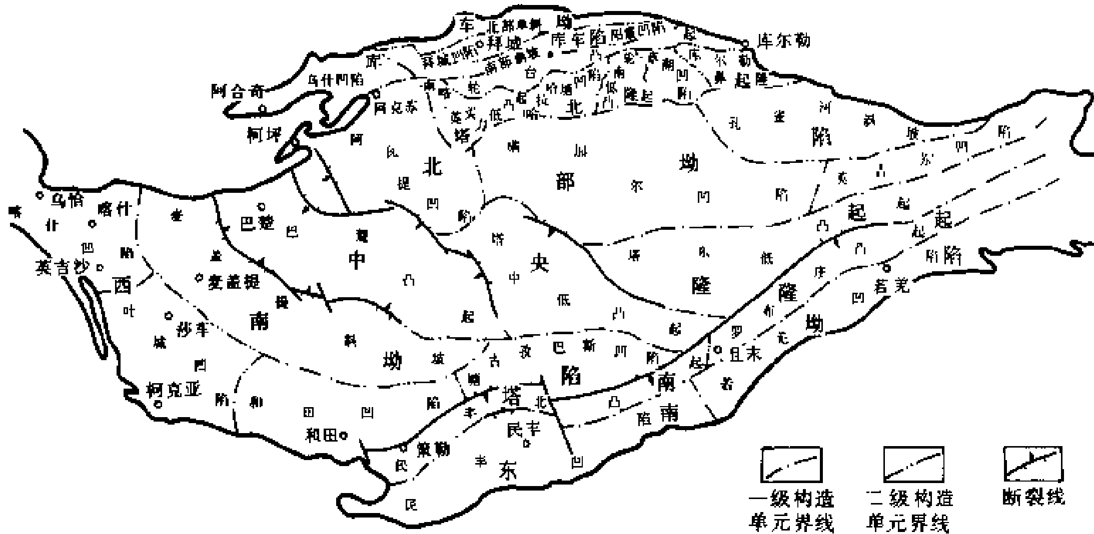


图 4－15　塔里木盆地构造单元划分图

(1)北部体系

北部体系包括库车坳陷、塔北隆起和北部坳陷，西北缘分布北东东向阔克沙岭断裂带，东北部分布北西西向辛格尔断裂带和塔北隆起断裂系。其发育受盆地北侧板块拼合及碰撞期后天山山系造山进程的控制。

库车坳陷是塔里木盆地北缘的中、新生代山前坳陷，中、新生界厚近 10000m，向北侧天山加厚。其构造变形的基本模式是天山向坳陷方向逆掩扩展，以第三系膏盐层和中、下侏罗统煤系、上古生界泥晶灰岩、页岩为拆离面，地表及第三系中形成三排逆冲构造带，第三系以下地层中形成双重逆掩构造，二者均平行天山，变形强度向南减弱。

塔北隆起与库车坳陷平行，是被削蚀的古生界背斜，被塔北断裂系复杂化，呈背冲断垒结构。其总体走向北东东，东端与库鲁克塔格山体相接，向西南方向倾没，中、新生界逐层超覆其上。侏罗系以上地层呈北倾单斜。

北部坳陷位于塔北隆起与中央隆起之间，轴向近东西，基底南高北低、西高东低，东北侧以孔雀河斜坡与库鲁克塔格山体相接。该坳陷是全盆地震旦纪以来的叠合沉降区，结构简单，变形微弱，其中部的满加尔凹陷是震旦纪至早古生代塔里木陆块的沉降、沉积中心，现今下古生界残余厚度达 8200m。

(2)南部体系

南部体系由塔西南坳陷和塔东南地区的塔南隆起、塔东南坳陷组成，基底向西南方向倾没，分布西南缘北西—北西西向库斯拉甫断裂带和东南缘北东东向阿尔金断裂带，以及归属于阿尔金断裂系统的塔南隆起断裂系。其发育受特提斯洋壳三期俯冲及羌塘、拉萨、印度陆块拼合造成的向北挤压及走滑作用控制。

塔东南地区是塔里木盆地长期隆升的地区。塔南隆起为受且末—罗布庄走滑断裂控制演化的北东东向背冲断隆，其东部与中央隆起的沙漠低隆合为一体，新生界直接覆于元古界地层

之上。塔东南坳陷则为北东东向的狭长中、新生代箕状断陷，阿尔金边界断裂控制其发育，侏罗系不整合于元古界基底之上，新生代近源粗碎屑沉积厚 3750～4200m。

塔西南坳陷是南部系统的主沉降区，也是塔里木陆块石炭纪的沉降中心。中、新生代，盆地西南缘山系向该坳陷方向逆冲，塔西南坳陷因成为弧形前渊而强烈沉降，新生界厚逾万米；并在山前地带发育基底拆离逆冲褶皱群，总体走向自西向东由北西转为北西西向，平行于昆仑山系，构造样式类似于北部体系的库车坳陷。山前断裂褶皱带右行斜列，向西收敛，向东撒开，反映着旋转扭动作用的存在。塔西南坳陷以麦盖提斜坡与中央隆起的巴楚断隆过渡，白垩系和下第三系向北东方向逐层超覆于石炭-二叠系之上，上古生界呈西南倾单斜，下古生界结构较复杂。

(3)中央隆起

中央隆起是塔里木盆地的中轴正向构造单元，由东部的沙漠低隆和西部的巴楚断隆组成，总体东西向展布，呈南凸弧形。其现今总体结构为背冲断垒，是横亘于盆地中央的巨型古生界潜山隆起，东、西两侧隆升剥蚀强烈，中部(沙漠低隆西段)为鞍部。其中，沙漠低隆主要是下古生界潜山带，东南侧以且末一罗布庄走滑断裂与塔南隆起为界；巴楚断隆则是晚古生代形成的基底断隆带，柯坪断隆逆掩于其西北缘，二者构成由南天山伸入盆内的北西向隆起带。

由于中央隆起同时承受天山和昆仑山向盆地方向逆冲扩展造成的南、北双向侧向挤压作用，因而中生代以来虽被中央隆起断裂系复杂化，却仍保留了块断的克拉通变形特征，覆于潜山断块之上的中生界中一般只发育披覆构造。

自震旦纪至第四纪，塔里木盆地所处的动力环境为脉动式南北向挤压，间以不同时代的有限拉张。在中生代以来西部油气区地壳堆叠造山的进程中，盆缘地区产生与相邻山系平行的基底拆离逆冲褶皱带，发生强烈的前渊沉降，但盆地内部志留纪以来的构造变形始终以基底破裂导致的差异升降为主，造成多期抬升与剥蚀。其构造圈闭则以与不整合而相关的潜山断块为鲜明特征，三大隆起均为背冲断垒结构，表现了大型克拉通在地壳挤压增厚动力环境中的脆性冲断变形特征。

2. 塔里木陆块演化史对成油系统的控制作用

塔里木盆地在古老的塔里木陆块基础上发育，其震旦系至第四系沉积盖层中有 5 个区域性不整合面(图 4－16)，分别对应 6 个盖层演化阶段。其中，以石炭系底界不整合面对应的泥

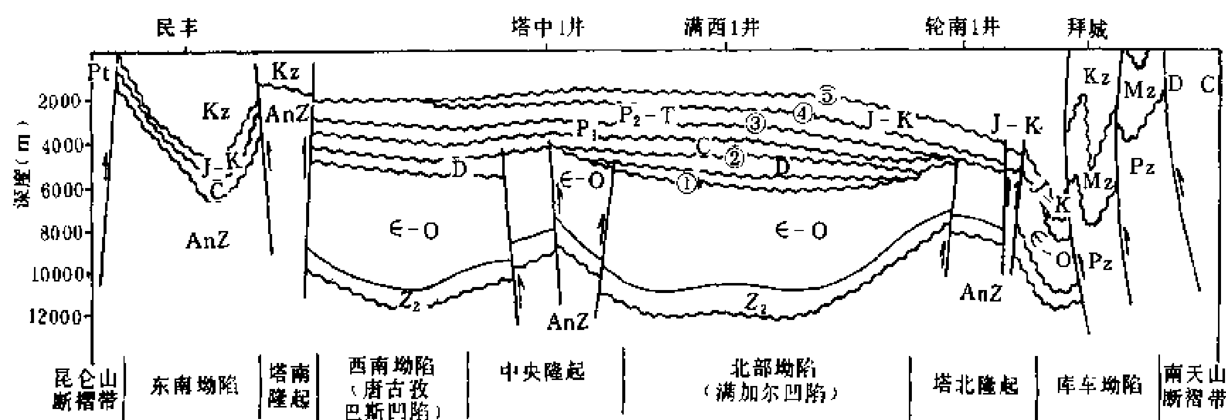


图 4－16　塔里木盆地沉积盖层接触关系图

双向供油，成藏条件尤为优越。但是，泥盆纪末的整体抬升剥蚀使该期形成的油气藏被不同程度破坏，现今塔中构造在志留系储集层中多处发现沥青砂，既反映该期成藏规模巨大，也表明油气逸散严重。塔中志留系古油藏为背斜型油气藏，在现今塔中断垒构造的背冲断裂下盘，低断块部位保存条件可能较好。该期抬升剥蚀同时造就了塔里木盆地广布的寒武-奥陶系风化壳型碳酸盐岩储集层，为晚古生代以来新的油气聚集提供了潜山高部位与良好储集空间相配置的有利条件。

(2)南缘板块拼合阶段

石炭纪始，塔里木陆块北侧的板块运动已结束，其南侧古特提斯洋壳正向北俯冲消减，塔里木陆块自此进入以南缘为活动大陆边缘的演化阶段，逐渐形成南部和北部新的盆地体系。

石炭纪至早二叠世是古天山造山期，塔里木陆块、准噶尔—吐-哈地块和蒙古陆块在晚石炭世末镶拼为统一陆壳，早二叠世海水向西退出新疆地区。此期间，塔东地区随东天山的隆升而抬升，且末拗拉槽成为塔东南隆起区的北侧围斜地带，满加尔拗拉槽衰退为海湾泻湖，柯坪—巴楚隆起呈半岛插入塔西地区，既成为塔北与塔西南地区间的屏障，又将塔北盆地体系与当时喀什以西的深海隔绝，具有残留海盆性质。由于天山在结构和演化史方面的差异，东天山段石炭纪的隆升伴有大规模近东西向左行剪切运动，使古塔北隆起和古塔中隆起被同期的斜冲断裂系切割，成为差异升降的背冲断块型潜山带，被石炭-二叠系覆盖；西天山段则在挤压作用引发的近东西向伸展过程中产生有限张裂，波及塔西地区。柯坪—巴楚—满西广泛发育早二叠世双模式大陆裂谷火成岩系，并使塔北盆地体系晚古生代的沉降中心西移至阿瓦提—满西地区。

在此期间，昆仑海槽—火山岛弧系统在古亚洲大陆南缘不断发展，羌塘陆块随古特提斯洋壳向北消减而迅速北移。塔西南地区位于活动大陆边缘，是塔里木陆块石炭纪主沉降区，成为南部盆地体系中的塔西南弧后盆地。其盆地原型及沉积、沉降特征均与北部体系大不相同。

西北亚区自晚二叠世全面进入陆相环境，晚二叠世至三叠纪处于碰撞造山期后的重力均衡调整期。这一阶段是塔里木陆块由海相的大型隆起和坳陷向陆相的分隔性断陷演化的过渡时期，再次出现统一的中部坳陷格局。晚二叠世以辫状河、曲流河沉积为主，仅在巴楚断隆南缘残存有滨浅湖；三叠纪在昆仑海槽闭合的影响下，塔南地区抬升，沉降中心迁移到塔北地区，发育阿瓦提—满西三叠纪大型湖盆。三叠纪晚期，塔里木陆块开始再次整体抬升，塔南地区三叠系被剥蚀，中央隆起及塔北地区接受河湖相沉积。

三叠纪末，羌塘陆块与塔里木陆块拼贴，自此，塔里木陆块进入板内构造阶段。

在塔里木陆块演化史中，石炭纪是其最后一个以海相为主的时代。因此，虽然北部体系和南部体系石炭纪盆地原型不同，但都具有海相盆地的稳定性。北部体系的残留海盆发育有石炭系下部的大规模滨海相砂体，其中的东河砂岩厚达 257m，现今埋深虽近 6000m，仍有 16%的孔隙度和良好的渗透性；还发育有石炭系中部稳定的膏泥岩，成为覆盖塔北至塔中隆起的第一套优质区域盖层，与潜山圈闭带及下伏石炭系滨海相砂岩相配合，聚集满加尔下古生界油源区继续生成的油气成藏，构成北部体系古生界海相成油系统。属于南部体系的塔西南弧后盆地，在此阶段则发育了稳定分布的石炭系油源岩，成为塔西南上古生界成油系统的主力烃源岩。

二叠纪末期至三叠纪是塔里木盆地的第二期成藏期。由于该阶段块断活动强烈，在古构造隆起的背景上形成一批新断块圈闭，聚集不同来源的油气。其油源既有石炭系烃源岩大量生成的油气，也有下古生界烃源岩晚期生成的油气，还有被破坏的古油藏的沥青砂再次生成的烃类。

(3)板内挤压周边造盆阶段

继三叠纪末-侏罗纪初羌塘陆块与亚洲大陆拼合后，拉萨陆块于早白垩世拼贴于羌塘陆块南缘。在这两期板块运动的影响下，西北亚区的地壳在南北方向缩短，已被削蚀的造山带重新脉动式隆升，向被其围限的盆地方向扩展，发育了侏罗纪以来的山前或山间压陷盆地。至上新世，印度大陆与亚洲大陆碰撞，西北亚区的地壳缩短加剧，山系的急剧隆升使各山间地块成为不同规模的山间盆地。

塔里木陆块此阶段已处于板内环境，其演化亦遵从上述规律。由于其位于西北亚区南部，三期板块运动产生的挤压和走滑挤出作用的影响更为显著。在地壳缩短的进程中，其基底随山系隆升而再次抬升，巴楚断隆和沙漠低隆发展为横贯陆块的中轴正向构造单元，仅北侧和西南侧的山前地带发生前渊式沉陷，发育了塔西南前陆坳陷和库车前陆坳陷，塔东南隆起区则在阿尔金走滑系统的活动中解体为塔南隆起和具有拉分性质的塔东南坳陷。此外，由于西邻中特提斯洋，塔西南坳陷在晚白垩世至早第三纪至少发生过三次较大规模的海侵[1]，库车坳陷也受到海侵影响，在西北亚区陆相发展阶段中，塔里木盆地是唯一遭受海侵的地区。上新世印度板块碰撞的强大推挤力使塔里木陆块周边山系强烈隆升，塔里木陆块成为统一的山间盆地，但仍以周缘山前地带沉陷最强烈。

塔里木盆地这一阶段演化的背景是盆地内部基底抬升，因此白垩纪以来绝大部分地区发育干旱气候条件下以河流相为主的红色建造，仅在早、中侏罗世发育广泛分布的煤系，与上三叠统湖相及湖沼相沉积共同构成塔里木盆地中生界烃源岩，同时成为塔里木盆地第二套区域性盖层。由于盆地周缘强烈沉陷，磨拉石建造巨厚，其自身虽没有生烃能力，却为下伏煤系烃源岩生成油气和海相烃源岩晚期生烃创造了深埋转化条件。此外，第三系广布的膏盐相沉积成为塔里木盆地第三套区域性盖层。

该阶段的构造形变在盆缘地区和盆内腹地有显著差异。盆缘的塔西南坳陷和库车坳陷发育成排成带的山前逆冲拆离褶皱带，构造样式以逆冲断裂及与其相关的不对称褶皱为主；盆地内部仍保持克拉通刚性变形特征，塔北隆起、中央隆起和塔南隆起的原有断裂再次活动，并产生一批新的次级逆冲断裂，使古生界潜山构造带进一步复杂化。

晚第三纪是塔里木盆地第三期油气成藏期，喜马拉雅晚期运动决定了盆地现今油气分布。在盆缘坳陷，新生的山前逆冲褶皱带形成一大批新构造圈闭，形成油源复杂、油水系统多变的油气藏。在塔北隆起，潜山构造带在新的圈闭条件下油气重新调整、油气藏复杂化，还形成一批第三系次生油气藏。在中央隆起，前喜马拉雅期油气藏的动态平衡被打破，油气重新调整分配，前喜马拉雅期油气藏遭到一定程度的破坏，尤以潜山断垒的高部位破坏较大，而相对低部位的油气藏有较好的保存条件。

经过上述三大阶段的构造演化，塔里木陆块成为叠合－复合型塔里木含油气盆地。在漫长的地质历史中，发育了三套主力烃源岩(寒武-奥陶系，石炭-二叠系，三叠-侏罗系)，三套区域盖层(石炭系膏泥岩，三叠-侏罗系煤系，第三系膏盐层)，三大套广泛分布的深埋优质储集层(石炭系滨海相砂岩，志留系砂岩，古生界风化壳溶蚀型碳酸盐岩及石炭系晶间针孔、构造裂缝型碳酸盐岩)，五个有效油源区(满加尔下古生界油源区，唐古孜巴斯下古生界油源区，塔西南石炭-二叠系油源区，库车三叠-侏罗系油源区，塔东南侏罗系油源区)，三大古隆起(塔北隆起，

---

[1] 丁孝忠等. 1994. 塔里木盆地西部库孜贡苏地区白垩一早第三纪沉积特征及沉积环境探讨. 中国含油气盆地研讨会论文摘要汇编. P49

中央隆起，塔南隆起）及在其背景上发育的冲断型潜山构造圈闭带，两大盆缘坳陷（库车坳陷，塔西南坳陷）内成排成带发育山前逆冲拆离褶皱构造圈闭带。因此，塔里木盆地形成多油源、多期生烃排烃、多期成藏的石油地质基本特征，发生过三期大规模油气聚集（早海西、晚海西、喜马拉雅期），自古生界至第三系中均有油气分布，含油气层系多，油气资源丰富，具备大油气田形成的石油地质条件。

二、渤海湾盆地

在中、新生代中国东部地壳向东伸展减薄的动力环境中，东部油气区发育了一系列裂陷型含油气盆地。除东北亚区外，东部区其余亚区的裂陷型盆地以第三纪为主要发育期。

渤海湾盆地是东部区新生代裂陷盆地的代表，比松辽中生代裂谷盆地更具东部区的典型意义。其演化模式代表着东部区新生代裂谷盆地的共性，而郯庐断裂系走滑在其发展中所起的作用体现着伸展－走滑双重动力，有其特殊性。在中国的含油气盆地中，渤海湾盆地的油气丰度仅次于松辽盆地；在“稳定东部”的石油工业发展战略中，渤海湾盆地的进一步勘探开发与松辽盆地有同等重要的地位。

1. 大地构造背景及中、新生代动力环境

渤海湾盆地位于华北陆块东北部。其西侧隔太行山隆起与鄂尔多斯盆地相邻。北界为东西向的燕山褶皱带，北邻兴蒙海槽褶皱系和蒙古陆块。东南矗立半圆形的鲁西隆起区，开封－徐州一线的东西向古黄河隐伏断裂为二者共同南界，与南华北盆地、苏北盆地相接。渤海湾盆地东端汇入郯庐断裂带，海域的渤中坳陷被该断裂阻截，辽东湾一辽河坳陷带则是其北延裂陷带的组成部分（图 4－18）。在郯庐断裂带以东，为与渤海湾盆地和鲁西隆起截然不同的胶辽隆起区。胶辽隆起往东，是西太平洋板块俯冲的日本海沟及岛弧带。

中、新生代，渤海湾盆地位于西太平洋板块俯冲的弧后活动大陆边缘地带，同时也处于郯庐断裂系走滑活动区。该盆地在侏罗-白垩纪处于前裂谷期，发育隆升背景下的分隔性裂陷盆地群，早第三纪演化为水体相通的多深陷中心的裂谷期盆地。在其盆地演化过程中，近南北向的剪切和近东西向的拉伸共同起着作用。前者引发了鲁西隆起的旋转隆升，产生旋转剪切应力作用方式，其拉张分量的方向与后者近一致，加强了地壳的伸展，控制了盆地的现今结构特征和沉积建造的发育规律，进而控制着其成油系统特征。这种复合应力作用方式的形成及渤海湾盆地不同阶段的演化，与华北亚区中、新生代板块运动背景的演化密切相关。

中生代初期在渤海湾盆地南面，东秦岭－大别山一线的华北－扬子陆块拼贴带正经历着碰撞期后的造山活动，南华北地区发生大规模的由南向北挤压推覆变形；在北面鄂霍茨克洋闭合，西伯利亚陆块与蒙古陆块拼合，兴蒙海西期褶皱系再次受挤压变形、变质而加深固化。与此同期，在东面西太平洋的库拉板块开始往北北西方向俯冲消减。上述三方面板块运动的作用联合，造成东部地区中生代近南北向左旋剪切构造应力场，郯庐断裂系发生左旋走滑。在这样的板块运动背景中，华北亚区在三叠纪整体抬升，在南北向剪切应力场中，太古界刚性基底发生北西和北东方向的共轭破裂。侏罗纪至白垩纪，库拉板块向北北西方向的俯冲加剧，东北亚区发育了松辽中生代裂谷盆地；此阶段华北－扬子陆块碰撞期后造山活动渐趋平静，华北亚区也进入前裂谷期，在三叠纪隆升造成的侵蚀面上发育小型侏罗-白垩纪裂陷盆地群，岩浆活动频繁，中酸性岩浆沿基岩断裂上侵。

自白垩纪晚期始，库拉板块消减殆尽，西太平洋板块转为北西西方向俯冲，近南北向剪切应力场由左旋变为右旋，郯庐断裂系的走滑亦转为右旋。在郯庐断裂带右旋走滑的作用下，鲁西隆起逆时针旋转，在三叠纪抬升的基础上进一步隆升，形成波及华北亚区的旋转剪切应力作

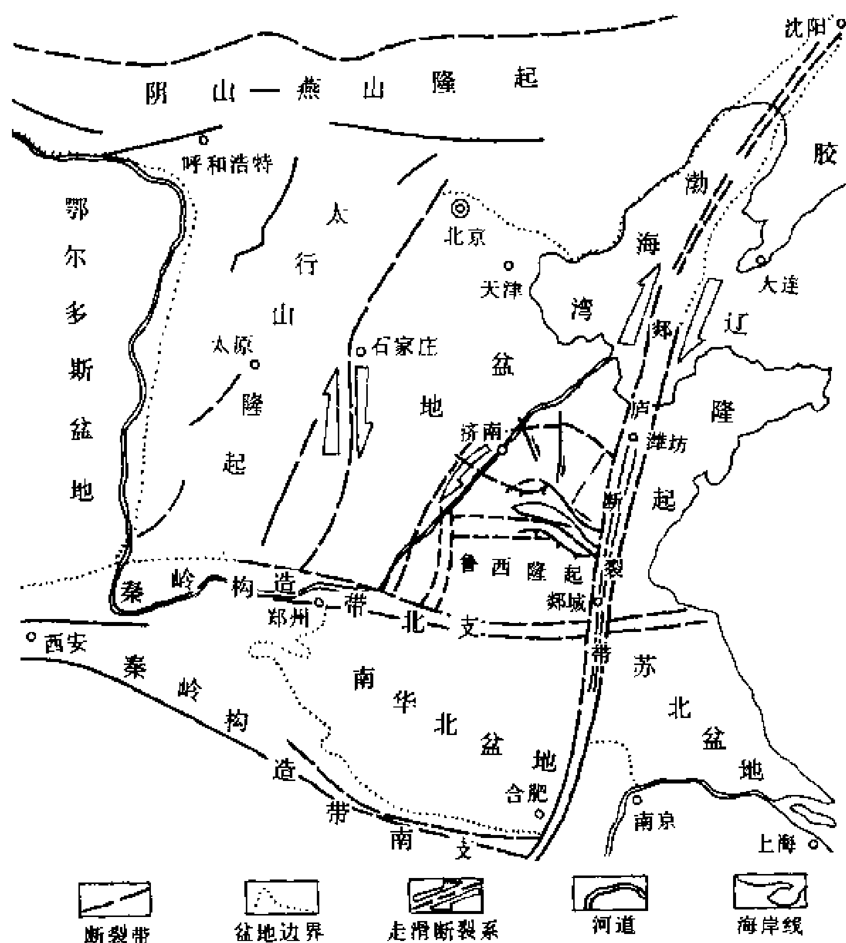


图 4-18 渤海湾盆地大地构造背景图

用方式。与此同期，西太平洋板块的俯冲导致华北亚区地壳相对向东仰冲伸展，二者的引张作用方向一致，使鲁西隆起北侧和西侧中生代的前裂谷期裂陷盆地群的裂陷加剧，于早第三纪进入深裂陷的裂谷期，构成帚状展布的渤海湾沉降区，东端归并于郯庐断裂带。在这一阶段的演化中，渤海湾沉降区的伸展沉降与鲁西隆起的旋转隆升同步。鲁西隆起上发育了呈向北西撒开、向南东收敛帚状组合的三个小断陷盆地，隆起北部古生界和泰山、蒙山等山脉均呈环状分布，并发育北部放射状断裂系。渤海湾沉降区的坳陷、隆起则呈向南西收敛、向北东撒开的帚状分布格局，各坳陷内部的二级构造单元及构造带亦斜列组合，呈相同形式的帚状展布。

上述伸展一旋转剪切复合应力作用方式不仅控制了渤海湾盆地构造格局的形成，而且使第三纪的沉降中心自老到新不断往北东撒开方向迁移。至晚第三纪早期，渤海湾沉降区的陆上部分已进入后裂谷期的统一坳陷沉降阶段，而邻近撒开端的渤海地区仍处于深裂陷期。这种复合应力作用方式对其成油系统的特征和构造样式起着宏观控制作用。

2. 盆地构造特征

(1)渤海湾盆地平面结构特征

渤海湾盆地构造单元的划分详见本志有关分卷。从宏观结构特征的角度，该盆地可以分为华北一渤中帚状展布区和渤海北北东向裂陷区这两部分(图 4-19)。其中，帚状展布区是盆地的主体。

华北一渤中区域总体呈向南西收敛、向北东撒开的帚状，以石家庄一济南和邯郸一聊城为

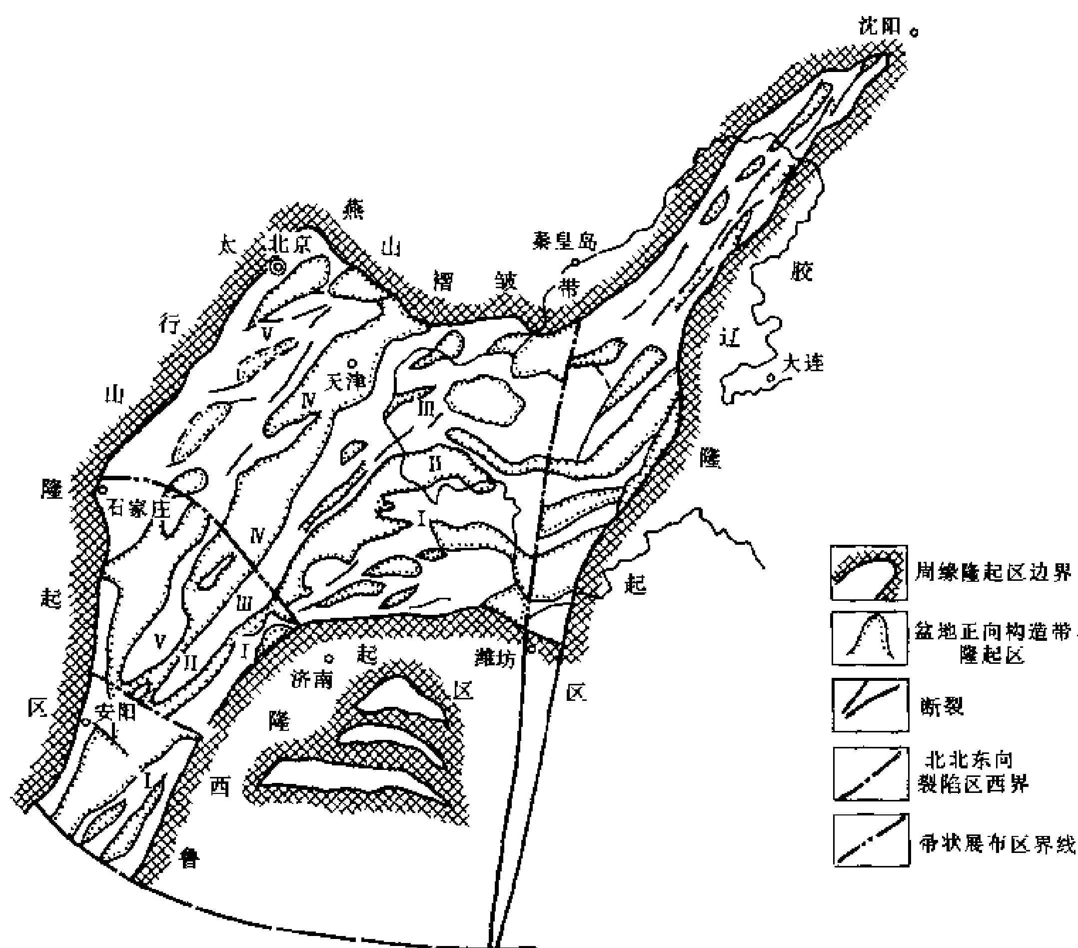


图 4-19　渤海湾盆地平面结构特征示意图

Ⅰ—济阳坳陷—莘县凹陷—东濮凹陷带；Ⅱ—埕宁隆起—馆陶凸起带；Ⅲ—渤中坳陷—黄骅坳陷—丘县凹陷带；Ⅳ—沧县隆起—新河凸起带；Ⅴ—冀中坳陷—邯郸凹陷带

界，可分为北区、中区和南区三个部分。南区是盆地帚状收敛部位，传统上与中区合称为临清坳陷。南区所邻的太行山隆起南段和鲁西隆起西界均为北北东向，前者东侧山前为汤阴凹陷，后者西侧为东濮凹陷，内黄隆起夹于其间，主构造线方向为北北东向。北区为盆地帚状撒开区，以沉降为主，其西侧为北东向的太行山隆起北段，南侧为鲁西隆起近东西向北界。中区是北区一级构造单元南延收敛部位，其西侧为太行山隆起南段与北段之间由北北东向转为北东向的段落，东南侧亦为鲁西隆起边界由北东至北北东向向北转为近东西向，是一条向北西凸出的弧形段落。北区与中区的构造单元构成五个沉降、隆起带，自鲁西隆起往太行山隆起方向，分别为济阳坳陷—莘县凹陷带（Ⅰ）、埕宁隆起—馆陶凸起带（Ⅱ）、渤中坳陷—黄骅坳陷—丘县凹陷带（Ⅲ）、沧县隆起—新河凸起带（Ⅳ）和冀中坳陷—邯郸凹陷带（Ⅴ）。其轴线由环绕鲁西隆起的向北西凸出的弧形渐变为靠近太行山一侧的正常北东—北北东向。其中，济阳坳陷—莘县凹陷带（Ⅰ）与南区的东濮凹陷构成环鲁西隆起的沉降带，其轴线明显不同于中国东部的区域性北北东构造方向，受鲁西隆起旋转隆升作用影响最强；冀中坳陷—邯郸凹陷带（Ⅴ）恢复了正常的北北东轴向，而且冀中坳陷的中央凸起带和东部凹陷带被中区的邢衡隆起截断，仅其西部凹陷带与邯郸凹陷相接，再向南接南区的汤阴凹陷，构成太行山山前断陷带，这一沉降带显然更多地受华北亚区中生代构造格局和太行山隆起新生代活动的影响。

渤海北北东向裂陷区与帚状展布区撒开端相接，是郯庐断裂带由潍坊北延至沈阳的海域部分，包括辽河坳陷的陆上部分。该裂陷区的南段（渤海区域）受帚状撒开端东西向构造线的影响，其内部结构为北东向的凸起与凹陷斜列；其北段（辽东湾至辽河坳陷）已在燕山褶皱系以北，不仅展布方向为正常的区域性北北东方向，且其内部结构为狭长的堑垒平行延展，结构型式与郯庐断裂带在山东境内的郯城—潍坊段（即沂沭断裂带）完全相同。

渤海湾盆地上述平面结构特征表明，其两大组成部分虽彼此相接，被统称为渤海湾盆地，但二者成因的力学机制并不相同。渤海北北东向裂陷系是郯庐断裂带的一部分，属地堑系；华北—渤中帚状展布区则是以郯庐断裂带为东界的独立盆地体系。就运动型式而言，前者受控于直线型剪切，以走滑运动为主，兼有伸展运动；后者则受区域性向东伸展和鲁西隆起旋转隆升双重作用的控制，旋转剪切增强了伸展。因此，前者展布区域古老的北西向断裂系被压制，表现出单纯的北北东向新生构造特征；而在后者展布区域，古老的共轭剪切系被旋转剪切应力场改造利用，成为帚状断裂系统的古老成分，构造线方向复杂，北西向断裂系成为帚状展布区南北方向构造分区的先存构造因素，石家庄—济南和邯郸—聊城这两条分区界线正是北西向断裂在新生代继续活动的反映。

(2)渤海湾盆地纵向结构特征

渤海湾盆地深部对应莫霍面隆起区。在深部莫霍面隆起区范围，冀中北北东向幔隆区、沧县—临清北北东向幔坳区和东濮—济阳—埕宁—黄骅—渤中—辽河“N”型幔隆区构成莫霍面的起伏（图 4-20）。

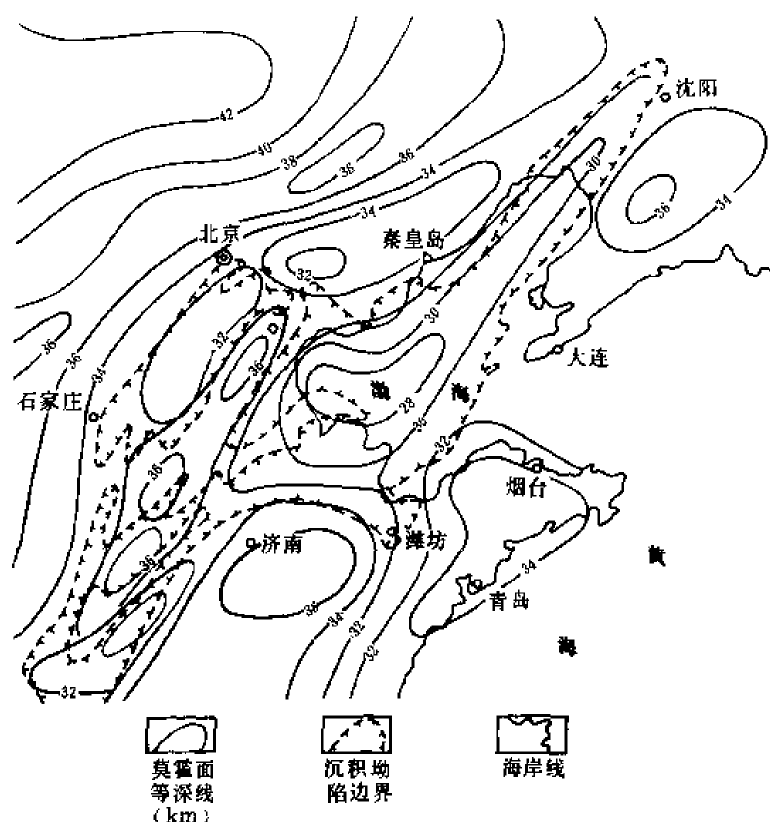


图 4-20　渤海湾盆地及邻区莫霍面等深图
（据刘国栋、马杏垣等资料，1986，改编）

莫霍面隆起对应地壳因伸展而减薄的部位。由图 4 - 20 可见，渤海湾盆地地壳伸展强烈的部位在其帚状撒开部位，而幔隆幅度最大的地区正在帚状撒开端的渤海海域，其“N”型幔隆区向北东方向归于郯庐断裂带，在南西方向收敛于鲁西隆起西缘，北东东向的鲁西近穹窿状幔坳区明显制约着其展布。

渤海湾盆地基底为华北陆块的太古界深变质岩系，上元古界至古生界沉积盖层为蓟县纪至中奥陶世台地型稳定陆表海建造，以及长期沉积间断后发育的海陆交互相的石炭-二叠纪煤系。侏罗纪以来，渤海湾盆地在古生界侵蚀面之上发育，前侏罗系可统称为基岩构造层。中、新生代盖层可分为三套构造层。侏罗系和白垩系是分散在现今各凹陷底部的前裂谷期分隔性断陷沉积，为下构造层；下第三系是水体连通的裂谷期断陷沉积，有多个深断陷中心，为中构造层；上第三系为后裂谷期坳陷型沉积，不整合于晚第三纪之前各时代地层之上，为上构造层。在纵向上，基岩构造层以断块翘倾的方式相对滑移，实现地壳的伸展减薄，其基岩拆离面大致在 15～20km 深度范围。基岩断块翘倾滑移造成的低洼部位填充侏罗纪至早第三纪的陆相建造，构成基岩拆离面至下构造层底不整合面之间的盆地脆性伸展系统（图 4 - 21）。由于早第三纪盆地进入裂谷期，基岩伸展活动显著增强，下构造层被卷入基岩翘倾滑移运动，而中构造层不仅同样被卷入基岩伸展变形，还发育了多种成因的复杂盖层断裂系统。晚第三纪盆地进入后裂谷期，断裂伸展运动减弱，因而由上第三系和第四系构成的上构造层变形弱得多。

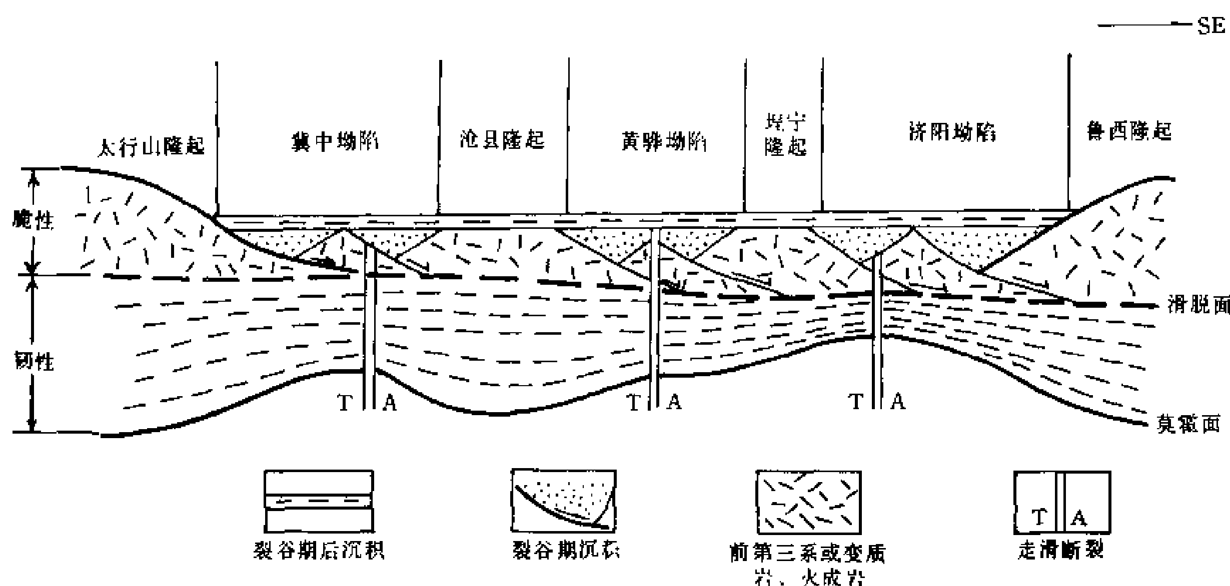


图 4 - 21　渤海湾盆地纵向结构示意图

渤海湾盆地的地壳伸展通过犁式正断层的活动实现。由于其伸展的背景是地壳向东仰冲，因而伸展具有不对称性。在伸展量最大的帚状撒开部位，控制冀中坳陷、黄骅坳陷和济阳坳陷展布的边界断裂多倾向鲁西隆起方向，呈现近太行山隆起一侧“断”、近鲁西隆起一侧“超”的不对称箕状结构。在帚状收敛部位和渤海北北东向断陷区，纵向结构则更为复杂。

在各坳陷单元内部，基岩构造层和下构造层形成一系列半地堑（地堑）－半地垒（地垒）结构。在半地堑（地堑）内部，又发育大量犁式基岩正断层和盖层正断层，与边界犁式正断层组合成复杂的断裂系统，控制次级沉降中心和构造圈闭带的发育和分布。其基本构造样式有三类。第一类为同向式，次级基岩正断层与盖层正断层均与边界犁式正断层同倾向（图 4 - 22A）。第二类为反向式，次级基岩正断层与边界犁式基岩正断层同倾向，而盖层犁式正断层与其倾向相

反，归并于中构造层内部的拆离面(图 4 - 22B)。第三类最为复杂，可称为扇状式，往往在基岩拆离面之上发育与边界基岩犁式正断层反倾向的另一条次级边界基岩正断层，构成扇形，其间的块体因成为二者共同的下降盘而拱升，发育复杂的扇状正断层系(图 4 - 22C)。

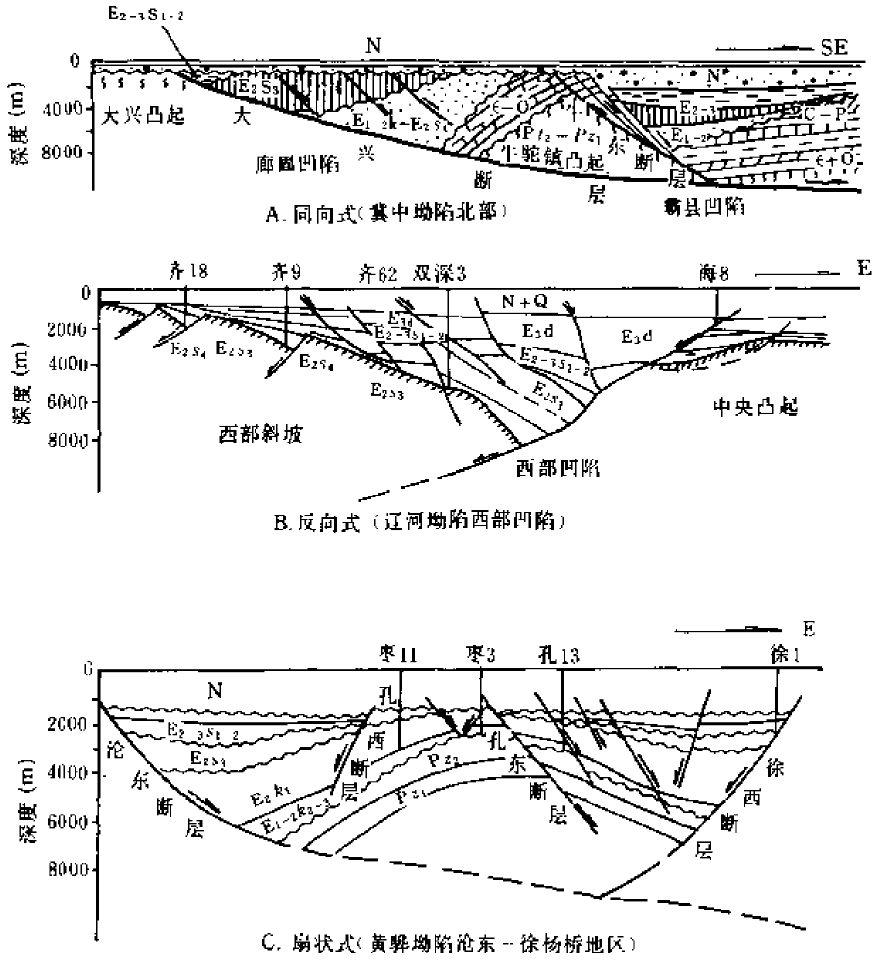


图 4 - 22　渤海湾盆地伸展构造样式图

上述伸展构造系统仅涉及到渤海湾盆地基岩拆离面之上的地层，在其深部，还发育有两类走滑构造系统。一类是北西向走滑断裂系，其断裂规模虽各不相同，但都起着调节不均衡伸展运动的作用。另一类是在南北向剪切应力场中发育的深部走滑断裂系，起着增强伸展和控制浅部构造组合方式的双重作用。除渤海北北东向裂陷区本身就归属于郯庐走滑断裂带之外，在盆地帚状展布区还分布有三条区域性走滑带，即沿沧县隆起－内黄隆起西侧分布的饶阳－安阳走滑带，沿沙垒田凸起－埕宁隆起－馆陶凸起西侧分布的塘沽－德州走滑带和沿济阳坳陷中轴至东濮凹陷中轴分布的东营－东明走滑带(图 4 - 23)。这三条区域性走滑带构成向北东撒开、向南西收敛的帚状走滑系统，是鲁西隆起旋转隆升导致的旋转剪切应力场的直接产物。其深部的右行走滑使浅层相应部位的断裂和局部构造呈左行斜列，具有拉张－剪切复合力学性质(图 4 - 23)。其中，东营－东明走滑带活动的效应最为明显，在济阳坳陷，使得坳陷中轴部位的义和庄凸起、林樊家凸起、临邑断裂带等构成左行斜列的中央凸起构造带；在东濮凹陷，不仅其中央凸起断裂带本身就是走滑构造带，其北部西斜坡的局部断槽亦构成了雁列式半地堑

域发生旋转沉降。据物理模拟实验和对该巨型帚状构造的弹性力学有限元模拟(刘泽容等，1983)，旋转剪切应力由鲁西隆起往太行山隆起方向传递，并由帚状收敛端向撒开端传递；主应力迹线环鲁西隆起呈帚状展布，收敛部位和环鲁西隆起的内旋回层是应力集中区，而撒开部位和邻近太行山隆起的外旋回层的应力强度要弱得多；当以不同弹性参数表征隆起和坳陷岩石力学性质的差异时，在埕宁隆起、沧县隆起朝向鲁西隆起的一侧，出现应力集中带。

渤海湾盆地帚状展布区在以下三方面显著不同于东部区其余中、新生代含油气盆地：①构造格局以环绕鲁西隆起分布的帚状为特征；②北区帚状撒开部位的济阳、黄骅、冀中三大坳陷向鲁西隆起一侧为超覆边界，向太行山隆起一侧为断裂边界；③早第三纪沉降中心由帚状收敛方向往撒开方向迁移。上述内旋主动帚状构造应力场的特征可以较好地解释渤海湾盆地特殊的构造格局和沉降中心迁移规律的成因机制，表明在其裂谷演化过程中，旋转剪切应力作用方式起着重要作用。由于旋转剪切是南北向剪切作用派生的局部构造应力作用方式，其影响向西和向北减弱，因而就整个渤海湾盆地而言，沉降中心的迁移具有向渤海海域迁移的宏观特征，反映着更大尺度的岩石圈伸展动力背景的作用。

在伸展一剪切复合应力场的控制下，渤海湾盆地的成油系统及油气分布有以下特征：

1)帚状展布区的撒开部位和内旋回沉降带(济阳坳陷一东濮凹陷)是高油气丰度区。撒开部位湖盆开阔，旋转剪切应力强度较弱，沉降稳定，发育有多套下第三系生油层系，生油母质以偏腐泥型为主，又是早第三纪晚期的主沉降区，生烃潜力大，深埋转化条件也好于收敛部位，因而油源丰富。其中，以近撒开端的东营凹陷、歧口凹陷油源条件最好。内旋回沉降带南部的东濮凹陷在不同阶段形成的数十个半地堑生油区以多种方式组合联结，在沙三段(E_2s_3)时期强烈断陷后，沙二段($E_{2-3}s_2$)至东营组(E_3d)时期仍继续发育半地堑，因而至早第三纪晚期还有较大幅度的沉降，成为帚状收敛部位油源条件最好的地区。

2)帚状展布区由收敛端向撒开方向，成油组合时代变新，成藏层位也变新，同时，由于晚第三纪断裂活动强烈区已迁移至撒开端，在济阳坳陷和黄骅坳陷形成了上第三系次生油藏。处于旋转剪切应力作用区之外的辽河坳陷和辽东湾坳陷，其成油组合的时代则由北往南变新。整个渤海湾盆地呈现沉积、构造活动和成藏时代向渤海中心迁移的规律。

3)郯庐走滑带和帚状展布的三条区域走滑带及散布于其间的次级走滑带的活动，往往是控制断陷中央断裂构造带发育的深部构造因素，也是岩浆上涌和幔源气体上逸的通道。因此，渤海湾盆地的油气聚集带平面组合具斜列特征，局部构造圈闭类型繁多，成因机制复杂。目前已证实在冀中、黄骅和辽河坳陷的走滑带分布范围，存在混有幔源无机成因烃类的天然气藏。深达地幔的走滑带将中地壳以上的脆性伸展系统与深部沟通，这可能是渤海湾盆地高油气丰度的一个潜在因素。

4)渤海湾盆地伸展系统和走滑系统的叠合及相互作用，产生了极其复杂的多层断裂系统，因而其油气藏类型繁多，以小断块油气藏为基本单元，在同一构造或沉积背景下形成的一批小断块油气藏组合成复式油气聚集带。

三、鄂尔多斯盆地

鄂尔多斯盆地位于中部油气区北部，面积约 25 万 km^2，是中国沉积盆地中构造变形最微弱的盆地，也是中国天然气工业发展的重要地区。鄂尔多斯盆地奥陶系顶面古风化壳型大气田和二叠-侏罗系古地貌型油田的形成，充分反映了稳定构造背景下烃类赋存和成藏的典型特征，是中部油气区稳定盆地的代表。

1. 鄂尔多斯盆地结构特征

鄂尔多斯盆地是鄂尔多斯地块上的构造盆地，位于华北陆块西部，现今周缘被新生代地堑系切割，呈近南北向的长方形。其南北两侧边界分别为华北陆块西部与扬子陆块、华北陆块与蒙古陆块的板块会聚带。北侧的阴山构造带归属于阿尔泰—兴蒙板块会聚带，是俯冲型拼合带；南侧的东秦岭板块拼合带则为碰撞型拼合带（高长林等，1993）。其西缘贺兰山地区是元古代至古生代贺兰拗拉槽分布区，现今盆地西界的西缘掩冲带，是印支期以来在特提斯洋闭合产生的中国西部地块向东滑移的作用下，因贺兰褶皱系向东逆掩而形成的。其东缘晋西挠褶带燕山期以来发育，是太行—吕梁山系在东部区伸展—剪切双重构造应力作用下隆升所带动的构造过渡区。自元古代至三叠纪，鄂尔多斯地块始终与华北陆块的东部构成连续整体，直至侏罗纪以来，才成为独立的鄂尔多斯盆地。

鄂尔多斯盆地的结晶基底是华北陆块基底最早固结的部分，晚太古代已出现了较稳定的广阔浅海盆地。现今基底埋藏东北较浅，向西南侧倾伏，最大埋深处在其西缘掩冲带下盘，可达9000m。盆地西北侧基底为太古界深变质岩系，同位素年龄在2395Ma左右，表现为近东西向的南凸弧形航磁异常条带，是最稳定的太古代陆核；其东南侧基底为元古界中变质岩系，同位素年龄约为2000Ma，表现为北东向宽缓航磁异常（图4-24A）。二者在平凉—榆林—大同一线拼接，在小比例尺卫星影像图上呈区域性北东向带状影像，向北东方向可延抵西拉木伦河断裂。该基底拼接带是盆地航磁场分区界线，也是现今盆地中规模最大的基底断裂（图4-24B）。

鄂尔多斯盆地内部的沉积盖层为两层结构，其下构造层为中元古界至下奥陶统浅海台地相建造，上构造层为中石炭统至第四系海陆过渡相至陆相建造。

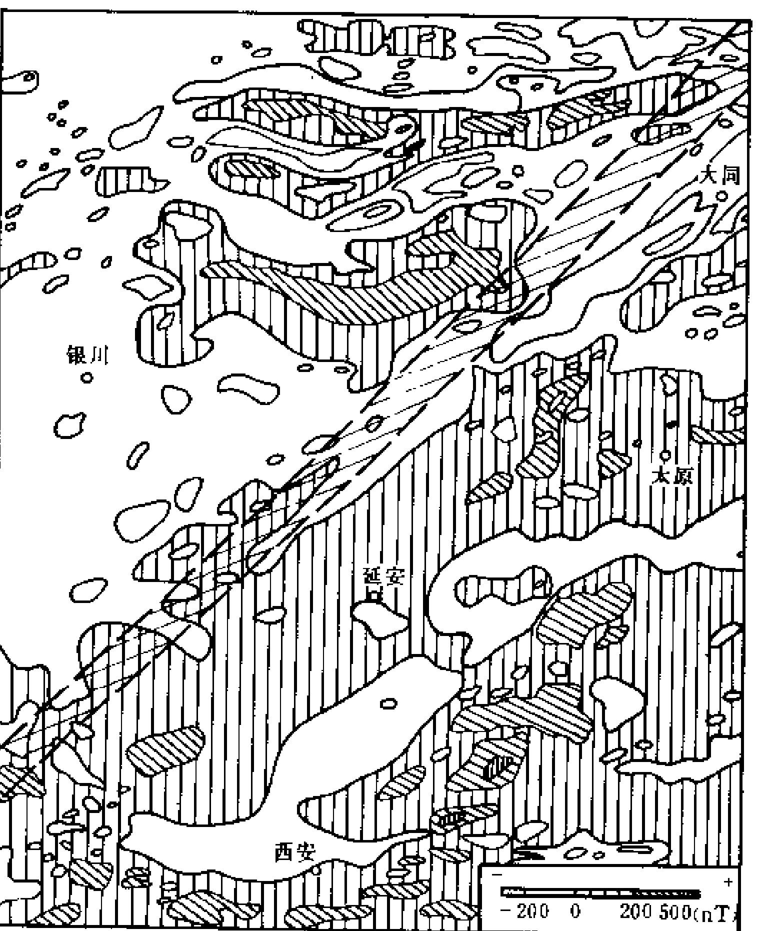
下构造层的结构为大型近南北向隆坳相间，中央台背斜分隔了其东西两侧平缓的台向斜，轴线约在杭锦旗—庆阳一带，构成盆地中部的巨型古隆起，被众多与其近垂直的潜沟切割（图4-25A，B）。经中生代以来太行山隆起抬升的改造，现今下构造层的东部台向斜成为西倾挠褶带；中央台背斜乌审旗至庆阳一段保存有较完整的平缓潜伏隆起形态；西部台向斜则成为贺兰山向东逆掩的前渊沉陷带（图4-25C）。

上构造层的基本形态为平缓西倾单斜，倾角1°左右。至盆地西缘为贺兰山的山前前渊沉降带（图4-26A）。鄂尔多斯盆地上构造层仅在边缘地区有较强变形。西缘冲断构造带由近平行的西倾逆冲断裂组成（图4-26B），贺兰山、西缘逆冲带和西缘前渊沉降带的组合关系与祁连山系、天山山系与盆地的接触型式完全相同，就构造样式而言，属中国西部挤压型。盆地东缘的晋西挠褶带则由平行于吕梁山脉的复背斜带斜列构成（图4-26C），单个背斜的轴向以北北东—北东向为主，局部发育有放射状组合的背斜群，反映着太行山隆起不均衡隆升及走滑导致的局部地块旋转。

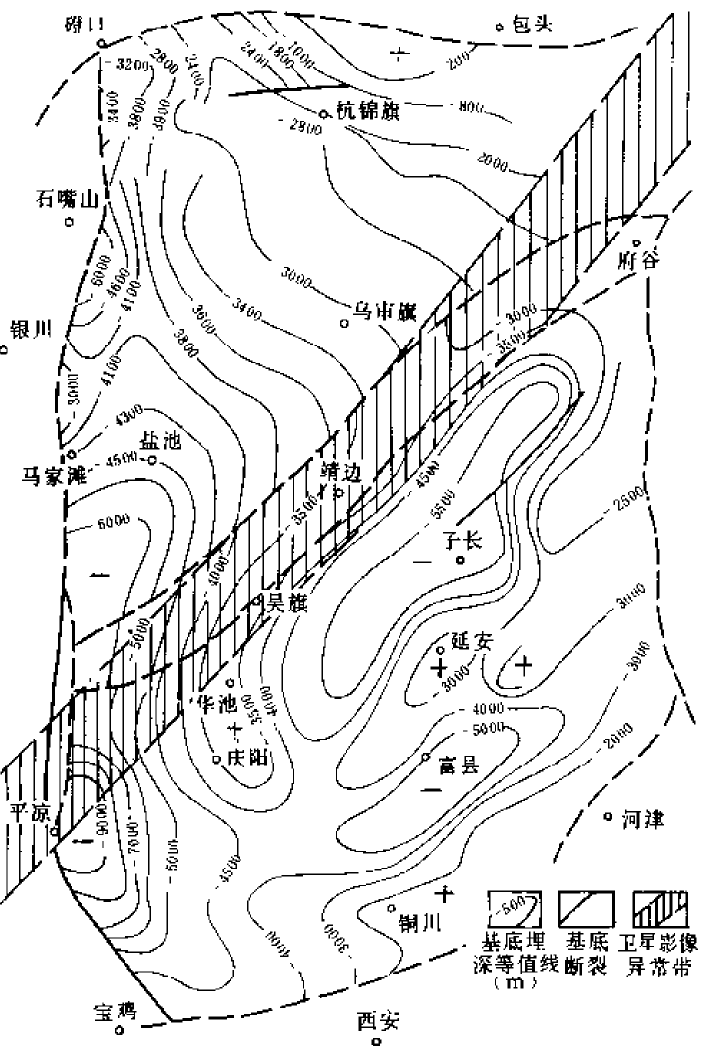
自太古界至第四系，鄂尔多斯盆地只发育有白垩系顶面和上新统顶面两个全盆地性的角度不整合面，太古界顶面、奥陶系顶面和侏罗系顶面为局部角度不整合，其余几个不整合面均为平行不整合。盆地内部基底、下构造层和上构造层的构造变形自深至浅越来越弱。由此可见，自结晶基底固化后，鄂尔多斯地块在长达1950Ma左右的地质发展历史中，其运动形式始终以整体升降为主，具有中国罕见的稳定性。

2. *稳定构造背景成烃系统特征*

鄂尔多斯地块的构造背景以整体升降为特征，抬升方式则受周缘活动构造带和内部基底性质分异的影响。该地块在中元古代已发育了长城系和蓟县系的稳定沉积盖层，古生代至侏罗纪早期的升降运动受其南侧秦岭活动构造带的影响，使得前侏罗纪的沉积、沉降格局稳定发展。早古生代，其西缘邻贺兰拗拉槽，南侧滨秦岭洋，北部为长期存在的伊盟古隆起，中部形成



A.航磁异常特征图



B.基底顶面构造图

图 4-24 鄂尔多斯盆地基底结构图

A.下构造层构造单元划分

B.中部隆起南石炭纪古地貌

C.中石炭统等厚图

图 4－25　鄂尔多斯盆地下构造层结构图

（据李道燧，1993）

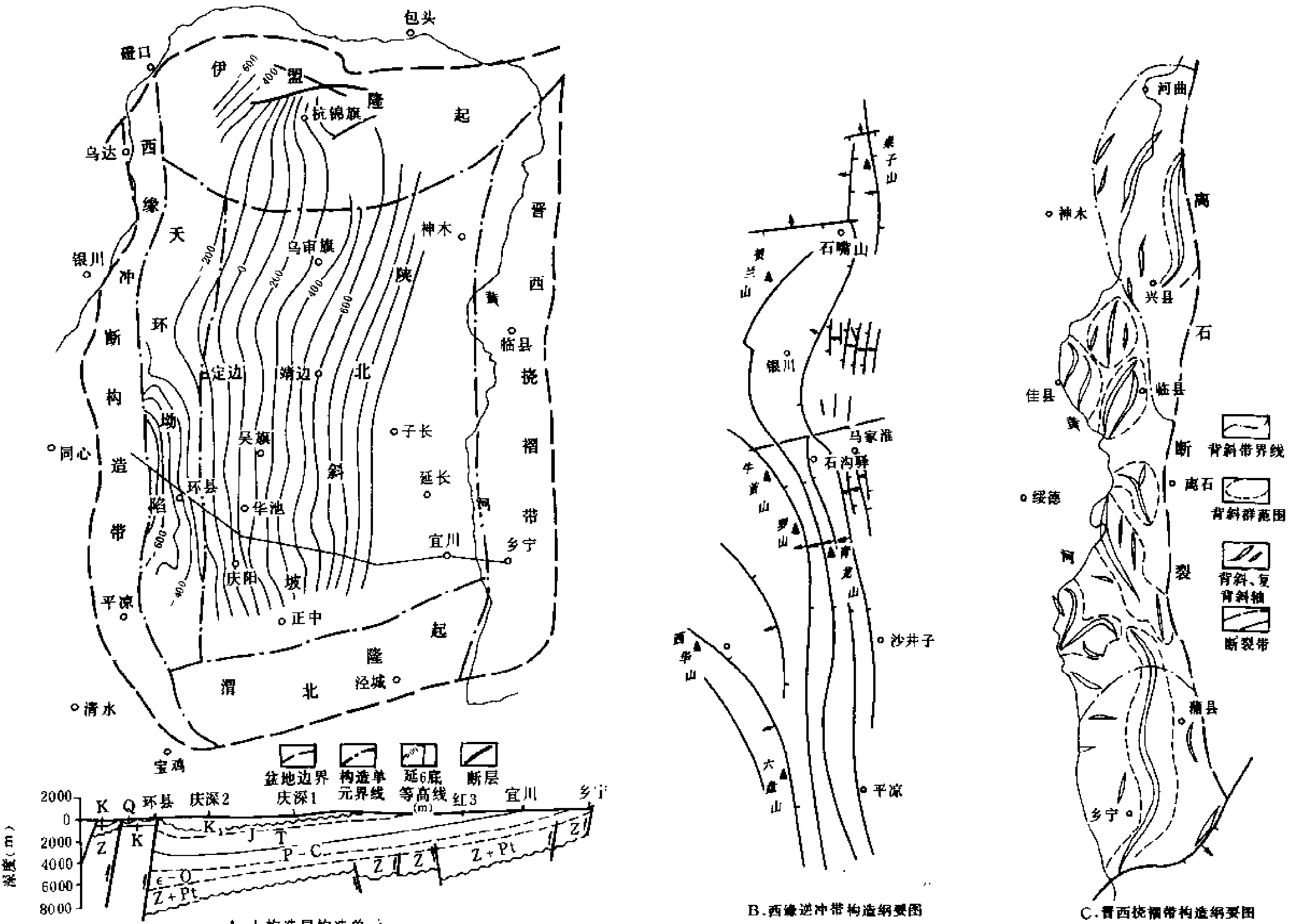


图 4-26 鄂尔多斯盆地上构造层结构特征图

了中央古隆起，其陆表海盆的沉积、沉降中心偏于西南侧，沉积相带总体呈东西分带的格局。中奥陶世，鄂尔多斯地块随华北陆块抬升成陆。直至中石炭世晚期，在秦岭洋俯冲消减的作用下，才发生短暂海侵，二叠纪已进入陆相环境，在下奥陶统马家沟组古侵蚀面背景上接受石炭-二叠系煤系沉积。由于晚古生代末至中生代初华北－扬子陆块的最终拼合自东往西进行，在华北地区已因拼贴碰撞作用而隆升的三叠纪，鄂尔多斯地区却因其南侧正发生着两大陆块的拼接进程而沉降，晚三叠世发育了具有前陆盆地性质的大型淡水湖盆。白垩纪以来，鄂尔多斯盆地成为独立盆地，既处于东、西两侧板块运动作用力的交汇部位，又是中国各地质单元中距力源最远的块体，北倚稳定的西伯利亚大陆，因此在构造运动激烈的中、新生代，仍以整体翘斜的方式抬升，形成现今西倾单斜的构造格局。

在这样长期稳定的演化进程中，鄂尔多斯盆地具有多旋回、多间断的沉积特征，共有十大沉积旋回，四次大的沉积间断。青白口纪至早寒武世的沉积间断长达近500Ma，中奥陶世至中石炭世的间断近100Ma，晚三叠世后也有较长时期的沉积间断。多旋回、多沉积间断的沉积史，使鄂尔多斯盆地白垩系以下地层中发育有多套生储盖组合，形成三套成烃系统。下成烃系统是中上元古界至下奥陶统浅海相碳酸盐岩为主的建造，构成自生自储成烃组合。上成烃系统是上三叠统至中侏罗统的陆相成油组合，以上三叠统大型淡水湖相黑色泥岩为主要油源岩，下侏罗统河道充填式碎屑岩为主要储集岩，中侏罗统河流－干旱湖泊环境发育的泥岩、泥灰岩为盖层。中成烃系统是鄂尔多斯盆地最具特色的成气组合，其气源岩是下奥陶统及其下伏地层的浅海相碳酸盐岩建造，以及覆于其上的上石炭统－二叠系煤系建造；主要储集层段则是分布于全盆地的下奥陶统顶面古风化壳溶蚀段；填覆于其上的煤系既是气源岩，又是封盖性良好的盖层，还造成古风化壳的侧向遮挡条件。

由于这三套成烃系统在鄂尔多斯地块稳定构造背景中形成，因而具有三大特色：

1)多期沉积间断及间断的长期性，使前一旋回发育的烃源岩往往在下一沉积旋回中才被深埋，因而烃源岩具有晚期生烃排烃的特点。例如，寒武系张夏组烃源岩在中石炭世以后才进入成熟门限，下奥陶统马家沟组烃源岩晚至三叠纪开始大量生烃。因此，长期的抬升剥蚀虽使不整合面之下的烃源岩表层有机质有所损失，却未对烃源岩的生烃潜力造成大的破坏作用。

2)构造变形微弱，油气藏类型在盆地内部以与古侵蚀面及与古地貌相关的岩性圈闭和差异压实圈闭为主，仅在盆地边缘地区发育有断块－构造型油气藏。因此，虽然燕山期和喜马拉雅期太行山隆起的上升使盆地上构造层成为西倾平缓单斜格局，并使陕北斜坡的前期差异压实背斜成为鼻状构造，但由于岩性是主要遮挡条件，仅使已形成的油气藏产生内部调整，并未发生油气重新分配再聚集的过程，盆地内部油气藏保存条件良好。即便是古中央隆起背景上发育的奥陶系古风化壳型大气田，在中生代后被改造为西倾鼻状隆起，但气藏却保存至今(图4-27)。

3)岩性圈闭的发育及分布受古地貌背景控制。例如古中央隆起下奥陶统顶面风化壳呈现近南北向潜台被与其垂直的潜沟系统切割的面貌，风化壳溶蚀型储集层厚达40～100m，晚石炭世－二叠纪的煤系填覆于其上，既造成对古中央隆起侵蚀面的全面垂向封盖，又形成对其潜台和残丘的侧向封堵，形成规模巨大的古风化壳与煤系共同构成的巨型岩性圈闭(见图11-34)。再如上三叠统大面积生油岩沉积后，抬升剥蚀使其顶面呈现梁峁交错的古地貌，控制着早侏罗世的河流分布，使下侏罗统具有充填式特征，河谷充填粗碎屑岩，阶状平原和残丘之上发育较细的河漫滩相沉积。下侏罗统河道砂体在纵向上被中侏罗统泥岩、泥灰岩盖层封盖，侧向既被上三叠统生油岩封堵，又直接聚集其生成的油气，形成盆地南部广泛分布的侏罗系油藏，

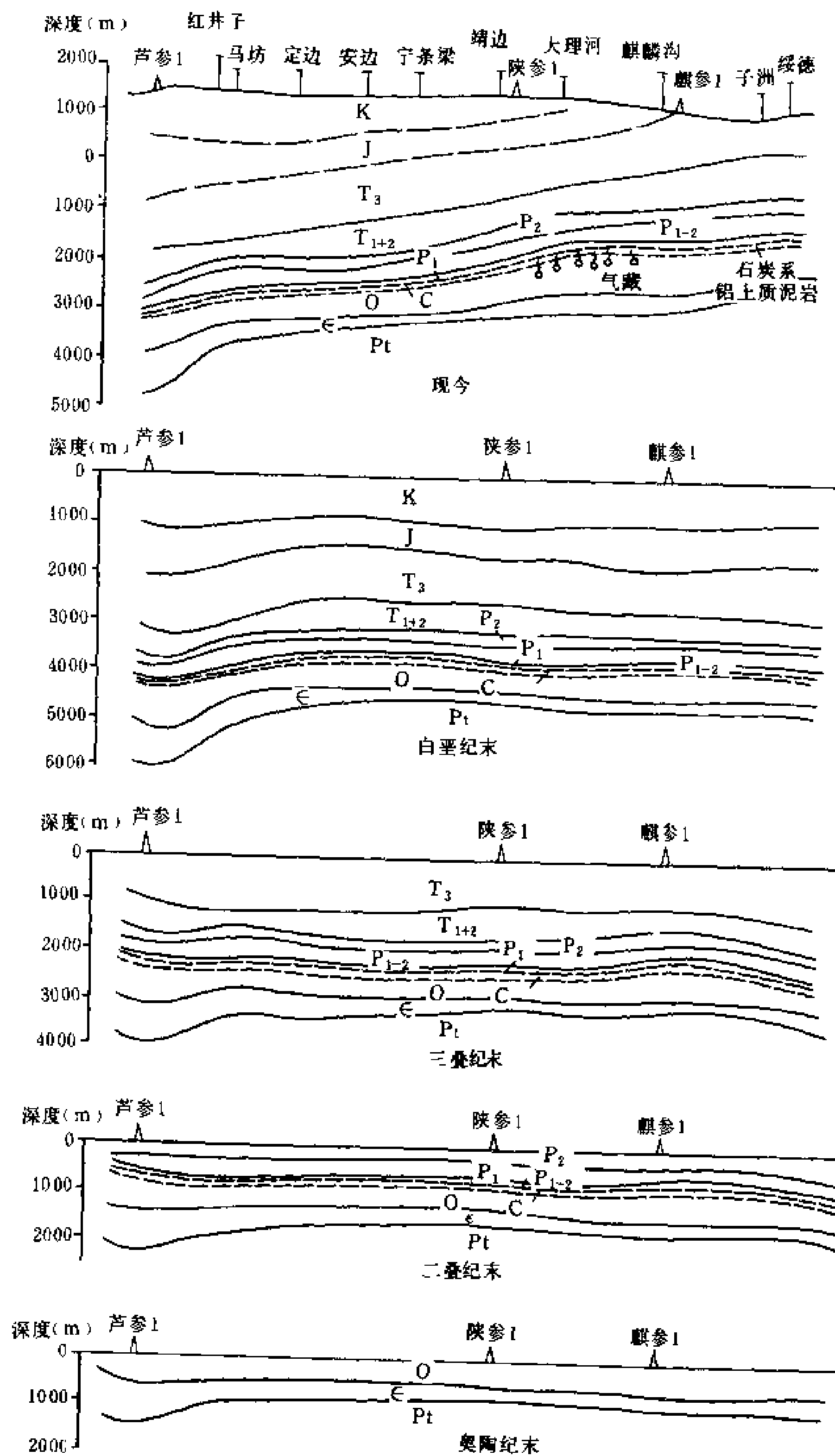


图 4-27　中部气田构造演化模式图

刘昭蜀等. 1988. 南海地质构造与陆缘扩张. 北京:科学出版社
刘泽容等. 1983. 冀鲁帚状构造应力场数学模拟. 石油与天然气地质,4(2)
肖序常等. 1991. 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化. 北京:科学技术出版社
肖序常等. 1992. 新疆北部及邻区大地构造. 北京:地质出版社
陈发景. 1982. 板块构造及含油气盆地. 武汉:武汉地质学院出版社
陈发景. 1986. 我国含油气盆地的类型、构造演化和油气分布. 地球科学,11(3)
陈发景. 1992. 前陆(或挠曲)盆地分析. 武汉:中国地质大学出版社
李春昱. 1979. 板块构造与多旋回构造运动. 地质学报,53(4)
李春昱. 1980. 中国板块构造的轮廓. 中国地质科学院院报,2(1),北京:科学出版社
李春昱. 1982. 亚洲大地构造图说明书. 北京:地图出版社
宋建国. 1982. 柴达木盆地构造特征与油气区划分. 石油学报,3(增刊)
宋建国. 1984. 遥感技术在柴达木盆地油气勘探中的应用. 见:北京石油地质国际会议论文集. 北京:石油工业出版社
宋建国. 1992. 古地理、古气候与烃源岩. 石油学报,13(1)
陈焕疆. 1990. 论板块大地构造与油气盆地分析. 上海:同济大学出版社
陈炳蔚等. 1987. 怒江—澜沧江—金沙江地区大地构造. 北京:地质出版社
陈炳蔚等. 1992. 三江地区主要大地构造问题及其与成矿的关系. 北京:地质出版社
陈国达、郭令智、张伯声、朱夏、马杏垣、谢家荣等,1965. 中国大地构造问题. 北京:科学出版社
李德生. 1982. 中国含油气盆地的构造类型. 石油学报,3(3)
吴继龙. 1986. 冀中坳陷东部地区构造格架及其形成与发展. 石油与天然气地质,7(1)
许志琴. 1992. 中国松潘—甘孜造山带的造山过程. 北京:地质出版社
孟自芳. 1993. 塔里木地块显生宙极移曲线与板内构造相对运动的古地磁研究. 见:含油气盆地地质学研究进展. 西安:西北大学出版社. 195～201
张之一. 1994. 石油构造分析理论基础. 北京:地质出版社
张文佑. 1984. 断块构造导论. 北京:石油工业出版社
张文佑. 1986. 中国及邻区海陆大地构造. 北京:科学出版社
张文荣等. 1986. 中扬子沉积盆地构造及其形成与演化. 石油与天然气地质. 7(3)
罗志立. 1983. 试论中国含油气盆地的形成和分类. 见:中国中新生代盆地构造和演化. 北京:科学出版社
罗志立. 1994. 龙门山造山带的崛起和四川盆地的形成与演化. 成都:成都科技大学出版社
罗志立,童崇光. 1989. 板块构造与中国含油气盆地. 武汉:中国地质大学出版社
范成龙. 1986. 准噶尔盆地油气形成和分布规律. 新疆石油地质,9(4)
汤耀庆,赵民. 1991. 中国天山板块构造演化. 北京:北京科学技术出版社
赵重远. 1984. 渤海湾盆地的构造格局及其演化. 石油学报,5(1)
赵重远. 1990. 华北克拉通沉积盆地形成与演化及其油气赋存. 西安:西北大学出版社
赵重远. 1993. 含油气盆地地质学研究进展. 西安:西北大学出版社
胡见义等. 1991. 中国陆相石油理论基础. 北京:石油工业出版社
杨巍然等. 1986. 华南加里东阶段古构造特征. 武汉:武汉地质学院出版社
杨森楠,杨巍然. 1990. 中国区域大地构造学. 北京:地质出版社

侯立玮等. 1991. 川西藏东地区三叠纪沉积—构造演化. 北京:地质出版社

袁秉衡等. 1989. 中国含油气构造的成因类型. 石油学报,10(3)

唐克东,张允平. 1991. 内蒙古缝合带的构造演化. 见:古中亚巨型缝合带南缘构造演化. 北京:北京科学技术出版社

唐 鑫. 1982. 南海板块构造及其成因. 见:全国第二届构造地质学术会议论文集. 第三卷. 北京:科学出版社

高长林等. 1993. 中国北方两类古板块会聚带对比. 见:朱夏学术思想研讨论文集. 北京:石油工业出版社. 136~144

黄汲清. 1974. 对中国大地构造若干特点的新认识. 地质学报,48(1)

黄汲清. 1980. 中国大地构造及其演化. 北京:科学出版社

黄汲清. 1992. 地质学及大地构造学. 北京:地质出版社

黄汲清. 1994. 中国主要地质构造单位. 北京:地质出版社

黄汲清等. 1977. 中国大地构造基本轮廓. 地质学报,51(2)

黄汲清,李春昱. 1981. 中国及其邻区大地构造论文集. 北京:地质出版社

黄怀曾等. 1993. 青藏高原岩浆活动及岩石圈演化. 北京:地图出版社

黄邦强等. 1990. 大地构造学基础及中国区域构造概要. 北京:地质出版社

童崇光. 1980. 中国东部裂谷盆地的石油地质特征. 石油学报,1(4)

童崇光. 1992. 四川盆地构造演化与油气聚集. 北京:地质出版社

第 27 届国际地质会议石油地质论文集. 1984. 北京:石油工业出版社

程裕琪等. 1990. 中国地质图(1:500 万)说明书. 北京:地质出版社

翟光明主编. 1987. 北京石油地质会议报告论文集. 北京:石油工业出版社

翟光明,王慎言,李干生. 1987. 中国沉积盆地的特点及油气资源分布. 北京:石油工业出版社

潘钟祥等. 1986. 石油地质学. 北京:地质出版社

Armijo R, Tapponnier P, Mercier J L and Han T L. 1986. Quaternary extension in Southern Tibet, field observation and tectonic implications. J. Geophys. Res. 91

Bally AW. 1980. Geology of passive continental margins: History structure and sedimentologic record (with special emphasis on the Atlantic margin) Continuing Education Course Note Series 19. AAPG. Department of Education

Bally AW. 1983. Thoughts on the tectonics of fold belts. Thrust and nappe tectonics. The Geological Society of London. Blackwell Scientific Publications

Boyer S E and Elliott D. 1982. Thrust systems. AAPG. Bull. V. 66. No. 9

Chapple W M. 1978. Mechanics of the thin skinned fold and thrust belts. Geol. Soc. America Bull. V. 89

Fischer A G and Sheldon Judson(eds). 1975. Petroleum and global tectonics. Princeton univ. Press. N. J.

Kroner A . 1987. Precambrian plate tectonics. Elsevier Scientific Publishing Company

McClay K R and Price N J. 1981. Thrust and nappe tectonics. Blackwell Scientific Publications

Molnar F and Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia. effect of a continental

collision. Science. V. 189

Moody J D and Hill M J 1956. Wrench fault tectonics. Geol. Soc. Amer. Bull. V. 67. No. 9

Moore G W. 1989. Mesozoic and Cenozoic paleogeographic development of the pacific region. Abstract. 28th International Geological Congress. Washington. D. C. . USA. 455—456

Tapponnier P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. Geology. No. 10

Wilcox R E. , Harding T P and Seely. 1973. Basic wrench tectonics. AAPG Bull. V. 51

第五章　油 气 生 成

第一节　陆相生油气层的形成与分布

一、形成的地质背景

陆相生油气层和海相生油气层一样，是在一定水体环境中沉积的富含有机质的岩类。因此它的形成与湖泊的发育、生物的演化繁殖密不可分。

中国陆相生油气层的广泛发育，是与中国的地质环境特点分不开的。第一是海西构造幕末期，由于组成中国大陆的板块间多次挤压、聚合、增生，中国大陆面积急剧增加，为大规模的湖泊形成创造了条件。第二是伴随着生物的发展和演化，从石炭纪开始，适应陆地、湖泊、沼泽环境的生物大量出现，成为陆相生油气层有机质的丰富来源。

大陆面积的增加，适应内陆湖沼环境生物的迅速发展，遂使中国从二叠纪开始大量发育陆相生油气层。

由于组成中国大陆各板块间的多期活动，地形、气候的不断变化，陆相湖泊从二叠纪开始发育，中生代规模最大，出现大型湖泊，单个湖泊面积可大于 10 万 km^2。新生代时期大型湖泊减少，以近 1 万 km^2 的中型湖泊为主。至现代，中国有大小湖泊总数达 2800 多个，但其总面积仅 8 万 km^2，不及早白垩世松辽古湖泊面积的一半。单个湖泊最大面积即使在洪泛期最大水域时，也不过 4000～5000km^2。

湖泊规模和数量的演化，相应地也反映在不同时代生油气层的规模和数量的变化上（参见图 3－8 至图 3－16）。

二、沉积类型

古气候条件对陆相生油气层的沉积有着重要的影响。中国从中生代早期开始，古气候由干燥向潮湿转化，到中侏罗世潮湿气候达到顶点，陆生植物繁茂。以后又向干燥—潮湿气候旋回发展，在第四纪除东部有海洋性气候影响的区域外，广大内陆区气候属干燥期。中生代几个主要生油气层沉积期，均与潮湿—半潮湿气候期相对应。早第三纪时中国的古气候特征是，西部地区干燥，东部地区潮湿—半潮湿，因此在东部地区，沉积了分布比较广泛的生油气层。虽然在干燥气候的盐湖地区也发现了生油气层，如江汉盆地，但毕竟为数较少。

根据沉积时不同的气候条件，中国陆相生油气层可分为三种类型（图 5－1）。

1. 潮湿气候条件下的淡水—微咸水湖相生油气层

这种生油气层主要发育于晚三叠世和晚白垩世（参见图 3－10，图 3－13），以鄂尔多斯盆地的延长组第三段（T_3y_3）和松辽盆地的青山口组（K_2q）为代表，在构造上属非补偿型。沉积岩性特点是大套富含有机质的黑色页岩夹油页岩，化石丰富，见有鲕状灰岩和泥灰岩，基本上不含煤层和膏盐类。这类生油气层沉积之前，气候较为干燥，在低洼地往往发育着以红色为主的河流冲积平原堆积物，相当于鄂尔多斯盆地的纸坊统（T_2z）、松辽盆地的泉头组（K_1q）（下部）。随后气候渐趋潮湿，水体日益扩张和加深，出现湖盆发育的全盛时期，生物繁茂，沉积了该盆地的主要生油气层。尔后，湖盆逐渐衰亡，湖水变浅，沉积变粗，洼地逐渐被泥砂填塞，最终演变为

图 5-1 中国中、新生代生油气层沉积类型图
（据黄第藩等，1984）

河流泛滥平原，结束了这一时期的湖相沉积。

2. 潮湿气候条件下的淡水湖沼相生油气层

潮湿气候条件下的湖沼相包括海陆交互相生油气层，往往与煤系联系在一起。

中国煤系从石炭纪开始发育，之后，在二叠纪、早中侏罗世和第三纪均沉积了厚度和分布范围不一的煤系。

石炭纪是中国重要成煤期之一，由于气候温湿，蕨类植物空前繁殖，中晚期形成了广布的滨海沼泽及含煤的海陆交互相沉积。

组沉积期；二是早第三纪荆沙组—潜江组—荆河镇组沉积期。后一个旋回沉积厚度大，水体含盐度高。

主要生油层潜江组为一套砂泥岩与盐岩组成的韵律层（图 5-2），生油岩主要为灰、深灰色泥岩、白云质泥岩和泥灰岩，其次为灰色含钙芒硝泥岩、钙芒硝质泥岩，生油气岩累计厚度达1300m。这类生油岩，纵向上发育于水质相对淡化的潜四上和潜三段（盐岩厚度占10.5%～21%），而盐水浓缩程度较高的潜四下和潜二段（盐岩厚度占 40%～45%）生油条件差；生油层在横向上发育于水质咸淡交替带。由于盐湖环境对数量不多的有机质保存极为有利，因此，该类生油气岩有机碳含量仍可达到 0.6%～0.7%，而且有机质烃转化率高。因而，成为较好生油气岩。

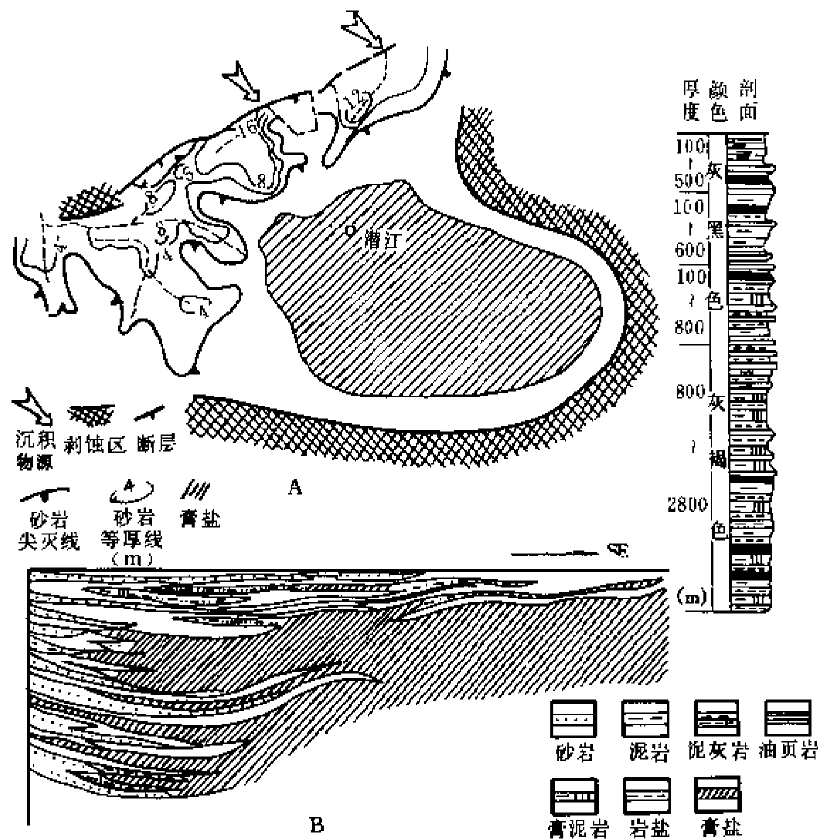


图 5-2 江汉盆地下第三系潜江组盐湖沉积图

A—潜江凹陷潜四油组沉积体系示意图；B—潜江凹陷潜江组北西—南东向岩性剖面图

（据江汉石油管理局勘探开发研究院，1991）

三、陆相生油气层发育的地质因素

有利于生油气层发育的地质因素主要有以下几个方面。

1. 长期持续沉降凹陷区生油气层系发育

中国大型陆相盆地的发育历史长。据已勘探的 7 个大型盆地资料（表 5-1），它们经历的发育时间为 1.2～2.5 亿 a，沉积厚度达 3600～10000m，其中湖相生油气层发育时间可长达0.4亿 a，厚度可大于 1000m，是世界地质历史中罕见的。美国湖相生油层最发育的始新世犹塔湖，持续时间也不过 0.13 亿 a。

表 5-1 中国主要大型陆相湖盆的发育特征

(据中国石油天然气总公司石油勘探开发科学研究院,1977)

盆地名称	陆相盆地			湖相沉积		
	面积(万 km^2)	持续时间(亿 a)	最大厚度(m)	面积(万 km^2)	持续时间(亿 a)	最大厚度(m)
塔里木	56.3	1.75(J,K,R)	10000±	?		
鄂尔多斯	32.0	1.55(T,J,K)	3600	5.0	0.4	600
渤海湾	21.3	1.33(K,R,Q)	10000±	≈10(E_3)	0.4	1100~1800
松辽	26.1	1.75(J,K,R)	5000	8.7~20.0	0.5	1200
四川	23.0	1.20(T_3,J,K)		6.0	$J_1z_4-J_1z_5$	
柴达木	12.1	1.8(J,K,R,Q)	12000	0.7	0.2(J_2+N_1)	2000
准噶尔	13.1	2.65(P,T,J,K,R)	10000	?	0.4(P,T)	2000~3000

盆地沉降幅度大、沉积速度快是中国陆相盆地生油气层沉积又一特征。中国陆相盆地沉积速度为 0.06~0.2mm/a。如晚第三纪为 0.20mm/a±(西部),0.06~0.1mm/a(东部);早第三纪渐新世为0.10~0.17mm/a(渤海湾),0.27mm/a(江汉);早白垩世为 0.06mm/a(酒泉)~0.10mm/a(松辽);早中侏罗世为 0.067~0.10mm/a;晚三叠世为 0.08~0.1mm/a。这些数据表明中国陆相生油岩系的沉积速度明显高于地台区(0.015~0.02mm/a),甚至海槽区(0.05 mm/a)。这种非补偿性的强烈沉降和速度较快的堆积,既有利于有机质埋藏保存,又有利于其向油气转化。另外,持续沉陷,也使许多面积很小的湖泊,沉积了很厚的生油气层,形成了规模较大的烃源岩。如泌阳凹陷,成熟生油岩面积仅 400km^2,沉积岩厚 8000m,沉积速度为0.2mm/a,其中生油岩厚达 1000m,成熟生油岩体积达 286km^3,计算生油气量近 20 亿 t。

2. 湖相盆地发育的旋回中期生油气层系发育

从图 5-3 可以看出生油气层发育与盆地旋回中期关系密切。多旋回盆地有多套生油气层(如准噶尔盆地),单旋回盆地往往只形成一套生油气层(如东部及南方诸盆地)。

陆相沉积盆地一般经历了开始断陷、稳定沉降和上升收缩三个时期,盆地水体由浅水至深水再至浅水,沉积物具由杂色粗屑至暗色泥质再至杂色粗屑的完整韵律,并由此构成一个完整的旋回。每个旋回中期的稳定沉降阶段,湖盆蓄水面积最大,水体最深,沉积物粒级最细,生物最丰富,是生油气层形成的主要时期。

3. 半深水—深水湖相及各种类型的沼泽相是生油气层形成的最有利相区

陆相湖盆沉积相带大多呈环状分布,从边缘到湖盆中心依次为洪积、冲积相—河流—三角洲或沼泽相—滨浅湖相—半深水及深水湖相。在半深水—深水湖相中,沉积物有机质丰度高,有机质类型亦由腐殖型过渡至腐泥型,因此,该相区可以形成高丰度的腐泥型生油气岩。表 5-

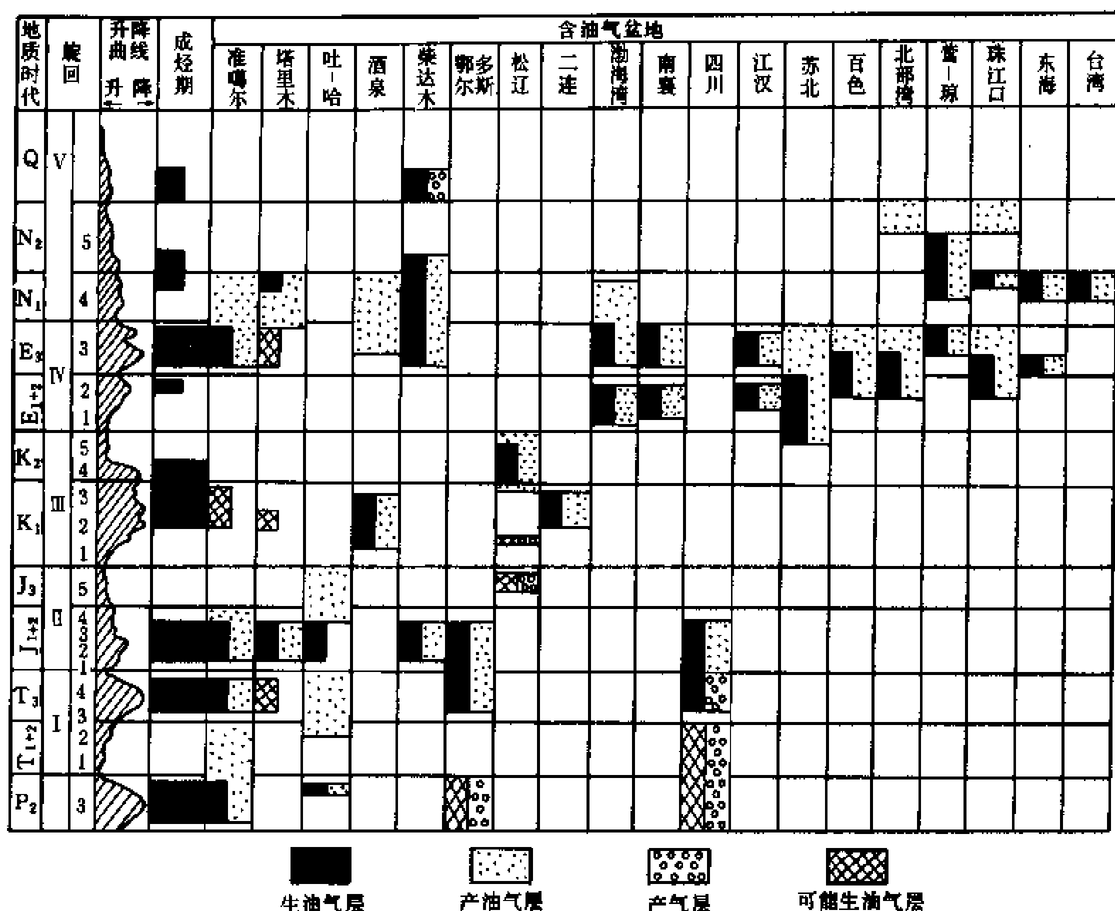


图 5-3 中国主要陆相盆地中、新生代沉积旋回及生、储油气层位置关系图

（据黄第藩等资料，1980，补充）

2 表明：深水湖相优质生油岩正构烷烃分布以 $C_{19}-C_{23}$ 为主峰，姥/植值较低，与盆地边缘差异明显。

表 5-2 中国湖盆沉积不同相区的生油层特征表

沉积相	深湖相	半深湖相	滨浅湖相	平原河流相
岩性	黑色泥岩	黑—灰色泥岩	灰—灰绿色泥岩	灰绿—红色泥岩
有机碳(%)	>2	2～0.6	0.6～0.3	<0.3
总烃含量(μg/g)	>1500	1500～150	150～50	<50
干酪根类型	I	I—II	II—III	III
正烷烃分布	主峰碳 $C_{19}-C_{23}$		主峰碳 $C_{25}-C_{27}$	
饱和烃/芳香烃	>2	0.8～2	0.5～0.8	
Pr/Ph	<0.8	0.8～1.3	1.3～2	>2
评价	最有利	有利	不利	非生油岩

近年来研究表明，沼泽相的煤系也是重要烃源岩，已发现了一系列规模不等的油气田。

4.近海湖盆利于形成好的生油气层

近海地区地势低平，范围广阔，沉降较快，常是陆表水的汇集地带，易形成深水湖泊，利于浮游生物和藻类发育，可形成厚度很大的生油气层。生油气岩体积可占沉积岩体积的 6%～7%。这类生油气层有机碳含量达 2%，干酪根以腐泥型或混合型为主，产烃潜力大于 10 $kg_{烃}/t_{岩}$，为最有利生油岩，如渤海湾盆地下第三系。而一些远离海洋的内陆山间或山前凹陷盆地形成的生油气层，质量明显逊色，而且沉积岩体积中所占的生油气岩体积比例也小，如西部主要盆地下第三系生油岩体积仅占总体积的 3%～3.5%。

现今处于中国大陆腹地的盆地，如塔里木、准噶尔和吐-哈等盆地的二叠系，鄂尔多斯盆地的上三叠统，松辽盆地的上白垩统都可能属于各沉积期近海湖相沉积盆地。

总之，陆相生油气层形成的最根本的因素是相对稳定的湖泊水域及较高的有机质产率。而影响这两个基本因素的则又是区域地质背景和古气候状况，如温度和湿度(降雨量)对湖盆水体规模、水体化学环境、生物发育、沉积物分布及有机质保存都有影响。气候的变化又受构造运动、板块位置及古地貌等因素所支配。

四、陆相生油气层的分布

油源对比技术的广泛应用，已基本确定了中国主要含油气盆地的生油气层在剖面上的分布(表 5－3)。

表 5－3　中国重要陆相盆地主要生油气层层位表

盆地或油区		生油气层时代	盆地或油区	生油气层时代
准噶尔盆地	克拉玛依油区	P_2, T_3	松辽盆地	K_2
	齐古油田、彩南油区	J_{1-2}	二连盆地	K_1
	独山子油区	E_3	渤海湾盆地	E_{2+3}
塔里木盆地		T－J C ∈－O	南襄盆地	E_{2+3}
吐-哈盆地北部凹陷带		J_{1-2}	苏北盆地	E_{1+2} K_2
柴达木盆地	冷湖油区	J_{1-2}	江汉盆地	E_2
	西部油区	E_3, N_1	百色盆地	E_3
	东部气区	Q_1	北部湾盆地	E_{2+3}
酒泉西部盆地		K_1	珠江口盆地	N_1, E_{2+3}
四川盆地	川中油区	J_{1-2}	莺-琼盆地	N_{1+2}, E_3
	川西油气区	T_3	东海盆地	N_1, E_3
鄂尔多斯盆地		T_3 J_1	台湾省诸盆地	N_1

海西构造旋回末期，中国大陆除西南及东南沿海区外，已经脱离了海洋环境。印支运动使华南、华北大陆连片。由于太平洋板块、印度板块及西伯利亚板块的联合作用，中国板块发生了深刻的变化，陆缘和板内发育了大小不等的陆相沉积盆地，从而形成了中国陆相生油气层的广泛分布的格局(图 5－4)。

图 5－4 及表 5－3 反映出中国陆相生油气层的分布时代主要有晚二叠世、晚三叠世、早－中侏罗世、白垩纪、早第三纪、晚第三纪和第四纪共 7 个时期。其中，下、中侏罗统、上白垩统及下第三系生油气层最为广布。

第二节 陆相生油气层的岩石类型及其地球化学特征

根据岩性、岩相、有机母质类型、可溶组分组成、生源构成以及成烃演化特征，可将中国陆相烃源岩分成三大岩类：泥质岩（非煤系）、煤系和湖相碳酸盐岩。

一、湖相泥质烃源岩

泥质烃源岩是中国陆相湖盆沉积中最主要的烃源岩，已探明油气储量的绝大部分来自该类烃源岩。该类烃源岩主要为湖相暗色泥岩、页岩，另外，也有粉砂质泥岩和油页岩。

1. 成烃母质丰度

表 5－4 是中国各地质时期湖相泥质成熟烃源岩厚度及成烃母质丰度资料表。

资料表明，二叠系成熟烃源岩在准噶尔盆地平均厚达 700m，最大分布面积达 8.7 万 km^2，有机碳平均含量 1.56%，生烃潜力(S_1+S_2)平均 8.81kg$_{烃}$/t$_{岩}$，母质类型以 Ⅰ$_1$ 型（腐殖-腐泥型）为主，属好生油岩，是该区主要烃源岩之一。

在鄂尔多斯盆地，三叠系湖相成熟烃源岩平均厚 220m，最大分布面积 9.1 万 km^2，有机碳平均含量 1.67%，生烃潜力 4～6kg$_{烃}$/t$_{岩}$，母质类型以 Ⅰ$_2$ 型（腐泥-腐殖型）为主。

白垩系烃源岩在松辽、二连和酒西盆地有机质丰度高，至南华北（周口盆地），有机质丰度、母质类型以及生烃潜力都较北方变差（表 5－4）。

表 5－4 中国各地质时期湖相泥质成熟烃源岩有机质丰度表

盆地或坳陷名称		地层时代	成熟烃源岩			有机质丰度				母质类型
			面积 (km^2)	厚度 (m)	体积 (km^3)	有机碳 (%)	氯仿沥青"A" (%)	总烃 (μg/g)	S_1+S_2 (kg$_{烃}$/t$_{岩}$)	
准噶尔盆地		P_2	86777	373.9	3248	2.5	0.1674	375	9.4	Ⅰ$_1$—Ⅰ$_2$
		P_1^2	53340	152.8	8153	1.4	0.1340	498	6.8	Ⅰ$_1$
		P_1^1	53750	168.5	9055	0.9	0.0721	848	10.3	Ⅰ
塔里木盆地		P	260000	291.6	75816	1.1	0.0700	208		Ⅰ
准噶尔盆地		T_3	95088	120.5	11455	1.3	0.0643	257	2.0	Ⅰ—Ⅰ
塔里木盆地		T	160000	138.4	22144	1.0	0.0351	155		Ⅰ
鄂尔多斯盆地		T_3y_4	85807	56.1	4810	1.0	0.1048	350		Ⅰ
		T_3y_3	91358	103.0	9410	2.0	0.2277	1000	4～6	Ⅰ$_2$
		T_3y_2	89827	58.4	5248	2.0	0,1589	1000		Ⅰ$_2$
松辽盆地		K_2n_1	31275	75.4	2376	2.2	0.2181	1761	21.5	Ⅰ
		K_2q_{2+3}	37275	152.7	5694	1.0	0.0693	589	5.3	Ⅰ$_1$
		K_1^1qn	43263	49.0	2120	2.6	0.3544	2554	13.2	Ⅰ
二连盆地	马东坳陷	K_1b_1	3414	728.3	2480	1.8	0.0709	589	4.2	Ⅰ$_2$
	赛汉塔拉坳陷	K_1b_2	2037	260.5	601	1.5	0.1285	1038	4.1	Ⅰ$_2$
	额仁淖尔坳陷	K_1b	825	442.6	265	0.9	0.0641	460	4.1	Ⅰ$_1$
塔里木盆地		K_1	26158	56.0	1464	0.2	0.0090	45		

续表

盆地或坳陷名称	地层时代	成熟烃源岩			有机质丰度				母质类型
		面积 (km^2)	厚度 (m)	体积 (km^3)	有机碳 (%)	氯仿沥青"A" (%)	总烃 ($\mu g/g$)	S_1+S_2 ($kg_{烃}/t_{岩}$)	
酒西盆地	K_1x_2	681	227.0	154	0.5	0.0204	150		Ⅱ₁
	K_1x_1	834	507.0	423	0.9	0.0413	204		Ⅰ－Ⅱ₁
周口盆地	K_1	2365	909.0	1936	1.0	0.0104	5	0.2	Ⅱ₂－Ⅲ
辽河坳陷	E_3s_{1+2}	1407	313.5	441	1.3	0.0748	264	4.4	Ⅰ
	E_2s_{3+4}	3212	550.5	1763	2.0	0.1113	447	5.9	Ⅱ
黄骅坳陷	E_3d	500	181.4	91	1.1	0.0707	373	2.8	Ⅲ
	E_3s_1	1492	302.9	452	1.7	0.1459	727	3.6	Ⅱ₂
	$E_{2-3}s_2$	1295	136.1	176	1.7	0.1539	1128	2.2	Ⅱ₂
	E_2s_3	3629	381.0	1382	1.6	0.1427	952	4.2	Ⅱ₂
	E_2k_1	832	86.7	72	1.6	0.1086	535		
	E_2k_2	1124	206.3	232	3.2	0.2618	1508		
冀中坳陷	E_3s_1	6316	145.7	920	1.0	0.1063	873	3.4	Ⅰ₂
	E_2s_{2+3}	7344	299.8	2197	1.1	0.1005	684	2.8	Ⅰ
	$E_2s_4-Ek_1$	12364	118.9	1471	0.9	0.1228	667	1.6	Ⅱ₂－Ⅲ
济阳坳陷	E_3d	1152	210.9	243	1.4	0.2082	292		Ⅰ
	E_3s_1	2586	130.9	339	2.7	0.2286	1017		Ⅰ
	$E_{2-3}s_2$	3962	78.5	311	0.8	0.2597	804		Ⅱ
	E_2s_3	6327	447.8	2833	1.8	0.2287	879		Ⅱ
	$E_2s_4^{上}$	5907	116.0	685	2.4	0.2936	1993		
	$E_2s_4^{下}$	5277	43.6	230	2.4	0.2936	1993		
东濮坳陷	E_3s_1	1745	160.0	279	1.0	0.0853	349	2.9	Ⅰ
	E_2s_{3+4}	3370	746.0	2515	0.8	0.0938	528	1.3	Ⅱ－Ⅲ
江汉盆地	$E_{2-3}q$	943	556.6	525	0.7			1.0	Ⅱ₂－Ⅲ
	$E_2x_{下}$	5283	105.5	557	0.6	0.0600	400	0.9	Ⅲ
周口舞阳坳陷	$E_{2-3}h_1$	82	121.1	10	1.5	0.2229	694	6.5	Ⅱ₂
	$E_{2-3}h_2^1$	146	173.8	25	1.1	0.1924	639	3.5	Ⅱ₂
	$E_{2-3}h_2^2$	223	199.2	44	1.0	0.1151	422	3.0	Ⅱ₂
	$E_{2-3}h_3$	269	118.4	32	0.6	0.0704	336	1.3	Ⅱ₂
周口项城坳陷	$E_{2-3}h$	209	606.2	127	0.6	0.0759	269	0.7	Ⅱ₂－Ⅲ
南海北部坳陷	E	804	1428	563	0.7	0.0320	125	3.1	Ⅱ₂
南海南部坳陷	E	1755	555	974	1.7	0.0647	312	3.2	Ⅱ₂
东海盆地	E_3+N_1	90040	825	74270	1.1	0.0685	271	1.3	Ⅲ
珠江口东部坳陷	$E_{2-3}-N_1$	41963	347	1457	1.4	0.2178	770	3.1	Ⅱ₂
珠江口西部坳陷	$E_{2-3}-N_1$	2667	1036.4	2764	1.3	0.1128	1063	16.6	Ⅰ－Ⅲ
琼东南盆地	E_3	12094	932	11272	0.8	0.0584		0.6	Ⅲ
莺歌海盆地	E_3+N_1	29914		39505	0.8	0.0270	127	0.4	Ⅲ

续表

盆地或坳陷名称	地层时代	成熟烃源岩			有机质丰度				母质类型
		面积 (km²)	厚度 (m)	体积 (km³)	有机碳 (%)	氯仿沥青"A" (%)	总烃 (μg/g)	S_1+S_2 (kg烃/t岩)	
北部湾盆地	E_{2-3}	5617	347	1948	1.6	0.1828	943	7.3	Ⅱ
塔里木盆地	N_1	28203	81.9	2368	0.2	0.0370	497.8		Ⅰ
柴达木茫崖坳陷	N_1y_2	3270	273.5	895	0.3	0.0398	297		Ⅱ
	N_1y_1	8202	553.3	4538	0.2	0.0768	475		Ⅱ
	N_3g_1	8835	110.6	477	0.3	0.0760	427		Ⅱ
	$N_3g_下$	9357	164.9	1543	0.3	0.1227	699		Ⅰ

下第三系，在东部各断陷湖盆，不仅生油岩分布面积广，而且生油层厚度也大。如黄骅坳陷和济阳坳陷有效生油岩平均厚度分别达 1300m 和 1027m，辽河及东濮凹陷厚度也大于 900m。上述各断陷湖盆生油母质多以混合型母质为主，有机碳含量为 1.0%～3.0%，总烃含量达 200～2000μg/g，生烃潜力一般均大于 2kg烃/t岩。这是渤海湾盆地油气资源丰富的物质基础。

江汉、周口舞阳、项城的下第三系沉盐湖沉积，有机碳平均含量仅 0.87%，但母质类型仍以 $Ⅰ_2$ 型为主，具有一定的生烃潜力。

上第三系湖相泥岩，在柴达木盆地分布面积近万 km²，平均成熟烃源岩厚 746m。因沉积速度较大，平均有机碳含量仅 0.27%。有一定生烃能力。

柴达木盆地涩北地区第四系厚逾千米，有机碳含量最高达 10%，平均 0.6%，是一套有利的气源岩。

2. 成烃母质类型

不同湖盆沉积相带，形成不同类型成烃母质。

据 6 个近海淡水及淡水湖盆泥质岩 70 个干酪根的 H/C 和 O/C 原子比资料统计，48.5% 属于过渡型干酪根，H/C 原子比为 0.8～1.5；22.9%为 Ⅰ 型干酪根，H/C 原子比一般大于 1.5；Ⅲ 型干酪根只占 28.6%，H/C 原子比一般小于 0.8。因此，就成烃有机母质类型而言，70%以上的源岩富含低等水生生物原始有机母质，在成烃过程中以生油为主；富含陆生植物原始有机母质的泥质岩不足 30%，以生气为主。

成烃母质的类型主要受沉积相带和水化学条件控制(图 5－5)。

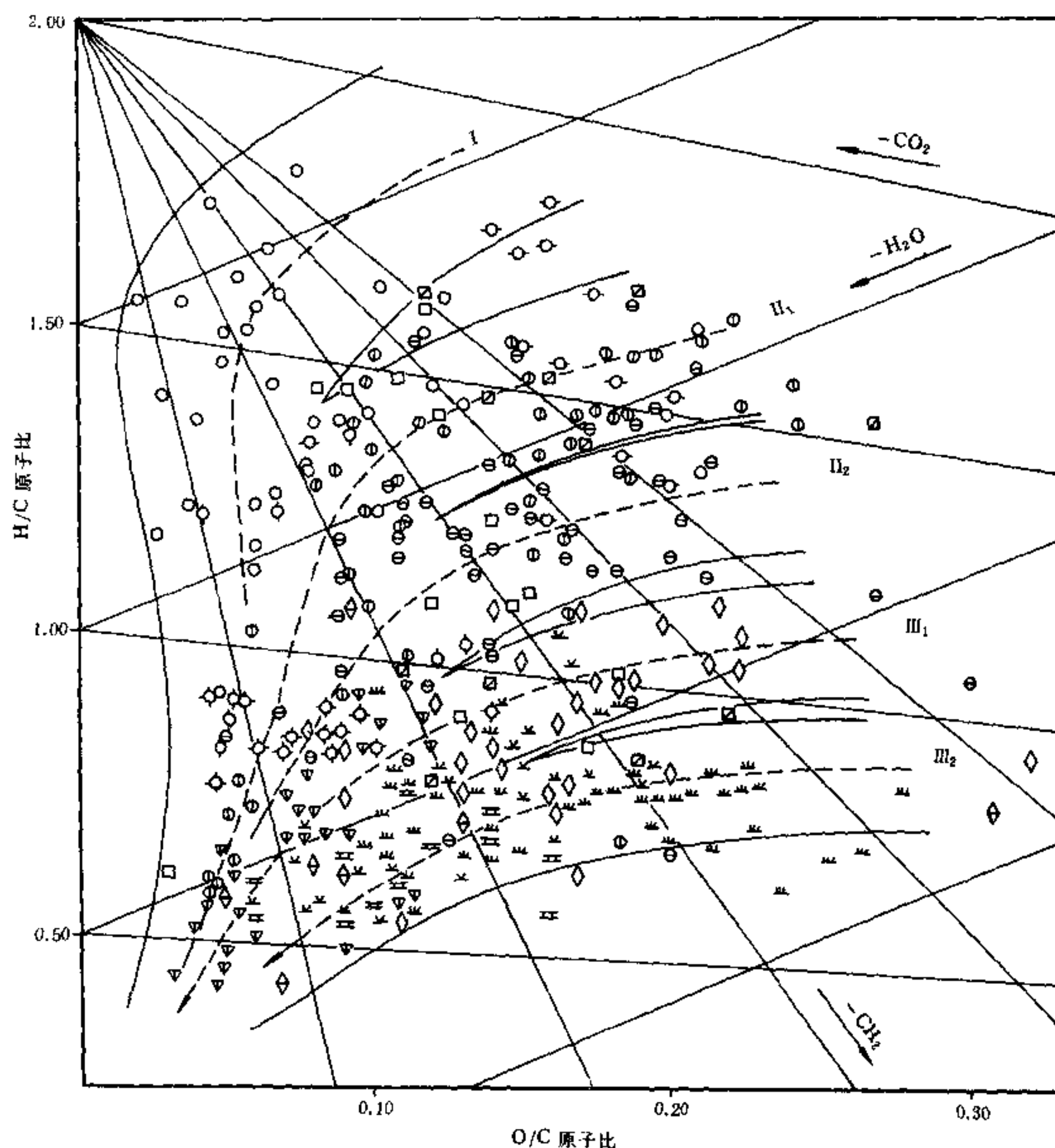
根据对烃源岩有机显微组分的资料统计，在 137 个样品中，腐泥组＋壳质组含量占有机质总量的 50%以上者，有 49%具有较高的生烃潜力；只有 21%的泥质岩的腐泥组＋壳质组含量不足 10%。

3. 可溶组分烃类组成及饱和烃生物标志物组合特征

湖相泥岩可溶烃类的组成与干酪根类型密切相关，在相同热成熟度条件下，从 Ⅰ 型到 Ⅲ 型干酪根，湖相泥岩饱和烃含量递减，芳香烃含量递增，Ⅰ－Ⅱ 型干酪根的饱/芳值一般大于 1，Ⅲ 型则小于 1。

湖相泥岩饱和烃生物标志物组合以明显含代表低等水生生物生源为特征，如富含来自细菌、藻类和原生动物的 C_{22-} 正烷烃、$C_{21}-C_{22}$ 孕甾烷、$C_{27}-C_{29}$ 甾烷、4－甲基甾烷、$C_{14}-C_{16}$ 补身烷、$C_{19}-C_{30}$ 三环萜烷、$C_{24}-C_{27}$ 四环萜烷、$C_{27}-C_{35}$(缺 C_{28})藿烷和莫烷等生物标志物。

湖相泥质岩饱和烃同时保持以标志陆生植物蜡生源的 C_{22+} 正烷烃占优势；强还原环境中的源岩还保存胡萝卜烷及其降解系列。此外，盐湖盆地的泥质岩中，γ－蜡烷、植烷和 C_{22+} 长链类异戊二烯烃也明显发育。



沉积环境	干酪根类型
陆相	
（一）近海淡水湖相（有短暂海侵）	
○一松辽盆地白垩系 (K_2)	I
⊖一渤海湾盆地（冀中、东营）第三系($E_{2-3}s_2$)	II_{1+2}
Φ一苏北盆地第三系 (E_1f_2、E_1f_4)	II_1
（二）淡水湖泊	
-○-南襄盆地第三系 (E_{2-3})	II_1，I
♁一二连盆地白垩系 (K_1)	II_{1+2}
-♁-鄂尔多斯盆地上三叠统 (T_3y)	II_{1+2}
（三）半咸水湖相	
□一柴达木盆地第三系 (E_3)	II_{1+2}
⊠一江汉盆地第三系 (E_{2-3}) 淡化阶段	II_{1+2}

沉积环境	干酪根类型
（四）咸水湖相	
◊一柴达木盆地上第三系 (N_1-N_2)	III_1，III_2
⊖◊一江汉盆地第三系 (E_{2-3}) 咸化阶段	III_1，III_2
（五）沼泽化湖相	
⺌一苏北盆地第三系 (E_1f_3，E_1f_4)	III_1，III_2
（六）沼泽相	
⺍一鄂尔多斯、塔里木盆地侏罗系 (J_1)	III_2
海相	
（七）滨海沼泽相	
▽一鄂尔多斯盆地石炭、二叠系 (C－P)	III_1，II_2
（八）浅海相—碳酸盐	
工一塔里木盆地石炭系 (C)	III_1 Ⅲ

图 5－5 不同沉积环境中干酪根类型划分图

（据黄汝昌资料，1988，补充）

4. 芳香烃组成

湖相泥岩的芳香烃以芳香甾烷、脱羟基维生素 E 相对发育为特征。烃源岩芳香烃中含 15%～45%的芴、氧芴(二苯并呋喃)和硫芴(二苯并噻吩)系列(简称“三芴”系列),在海相和盐湖相烃源岩中硫芴系列占绝对优势,氧芴系列含量甚微;煤系则富含氧芴及芴;淡水湖相烃源岩中氧芴及硫芴含量均介于海相碳酸盐岩及煤系泥岩之间(图 5－6)。

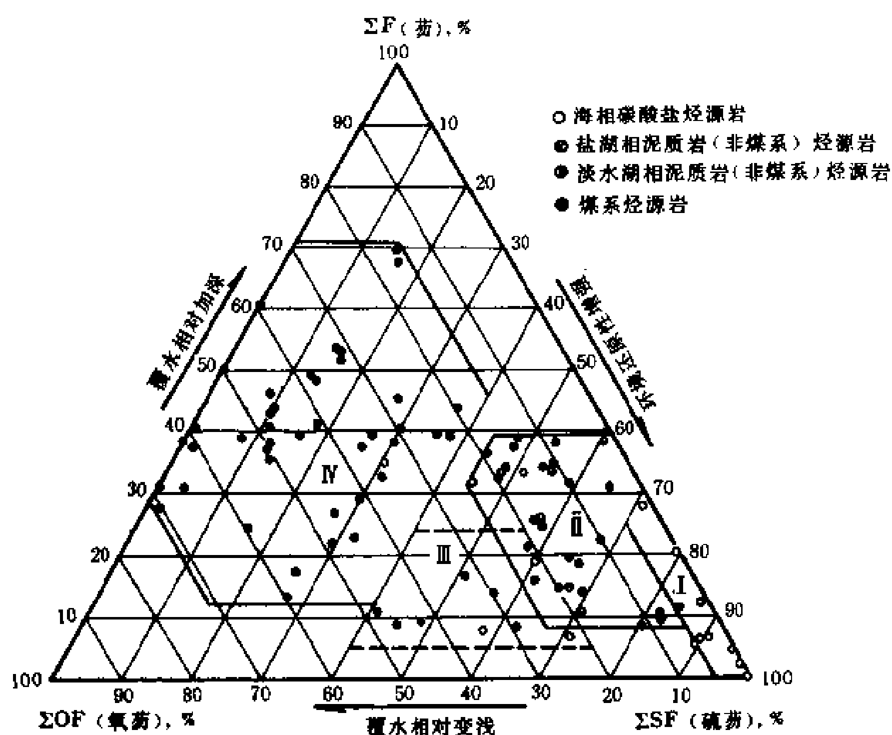


图 5－6 中国各类沉积环境烃源岩“三芴”组成三角图

5. 成烃演化特征

湖相泥岩的成烃演化过程基本遵循干酪根热降解生烃的一般模式,且以产液态烃(石油)为主;高成熟－过成熟阶段生成凝析油和天然气。

值得提出的是,在湖相沉积中,尤其在强还原环境下,一些富含类脂组分的原始母质,由于生物大分子的解聚直接形成解聚沥青,在适宜的地质条件下,随孔隙水和层间水的排出而聚集成未成熟油气藏(R_o＝0.4%～0.6%)。该类油在中国陆相第三系中屡见不鲜,单井日产可达 20～30m^3,具有一定的储量。近年来随着油气地质理论研究的发展,关于有机质成烃过程有了新的认识,在 R_o 为 0.35%～0.50%之间,划出了一个过渡带成烃阶段(或低温化学热催化阶段),这是陆相油气生成理论的新进展,它将进一步丰富和完善现有的成烃理论。

二、煤系烃源岩

这是另一种具有较大潜在远景的油气源岩。目前中国煤系烃源岩主要分布于石炭-二叠系、侏罗系及下第三系。

1. 有机质丰度

煤系烃源岩中分散有机质一般丰度较高(表 5－5)。

表 5-5　中国煤系烃源岩有机质丰度资料表

盆地名称	地层时代	成熟烃源岩			有机质丰度				母质类型
		面　积 (km²)	厚　度 (m)	体　积 (km³)	有机碳 (%)	氯仿沥青"A" (%)	总　烃 (μg/g)	S_1+S_2 ($kg_{烃}/t_{岩}$)	
松　辽	J_1	23608	295.4	6973	2.50	0.0680	299		Ⅰ—Ⅲ
阜　新	J	410	293.2	120	2.33	0.1025	2133		
准噶尔	J_1s	98965	157	15626	1.53	0.0418	220.5	2.29	$Ⅱ_2$
塔里木	J_{1+2}	218786	199	43542	1.41	0.0685	348.8	1.90	
鄂尔多斯	J_1y	87357	38	3363	2.50	0.0859	266		Ⅲ
柴达木北缘	J_{1+2}	2838	167.0	437	1.73	0.0578	185.3		Ⅰ—Ⅲ
吐-哈	J_{1+2}	3105	300.0	932	1.34	0.0793			
花　海	J_3	521	206	108	2.50	0.0834	567		Ⅱ
潮　水	J_{1+2}	1737	390.0	677					
塔里木	C_2	399568	596.5	238342	1.12	0.0700	207.5		Ⅱ
南华北	P_1				1.10	0.0165	68.6		
	C_2				2.10	0.0236	100.7		

2. 成烃母质类型

根据C－P、T、J、E系152个煤样（全岩样）H/C和O/C原子比数据统计（图5-7），腐殖

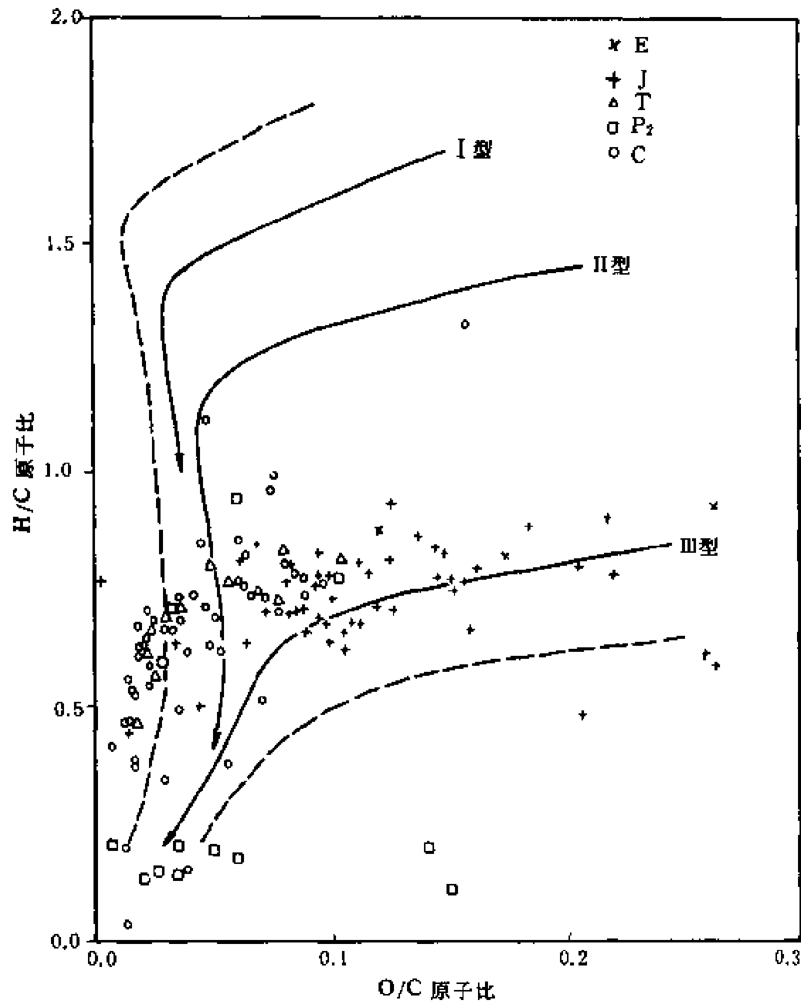


图 5-7　中国煤系烃源岩有机质（干酪根）类型图

（据全国不同地区各个层位 152 个煤样分析数据编绘）

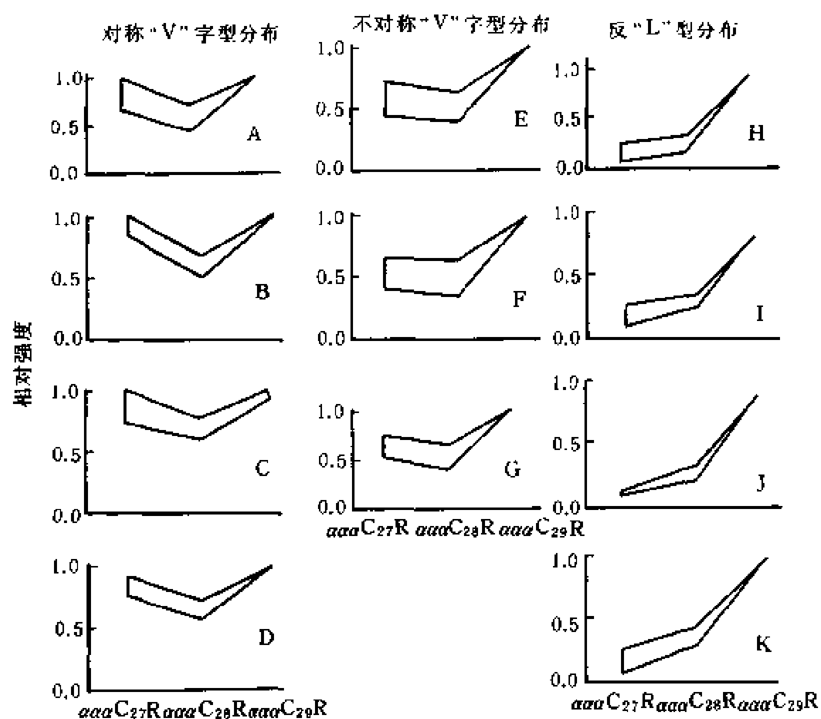


图5-9　吐-哈盆地各层系泥岩、煤及原油甾烷组成分布特征图

A—台参1井$J_{2}q$泥岩；B—伊1井T泥岩；C—哈参1井T泥岩；D—艾维尔沟$J_{1}b$煤、二堂沟P_{2}泥岩及托参1井原油和胜金口原油；E—伊1井$J_{1}b$煤；F—艾维尔沟$J_{1}b$煤；G—台参1井J_{2s}—$J_{1}x$泥岩；H—台参1井$J_{1}b$泥岩；I—台参1井$J_{1}b$煤；J—伊1井$J_{1}b$煤；K—柯克亚$J_{1}b$煤及弧形带原油

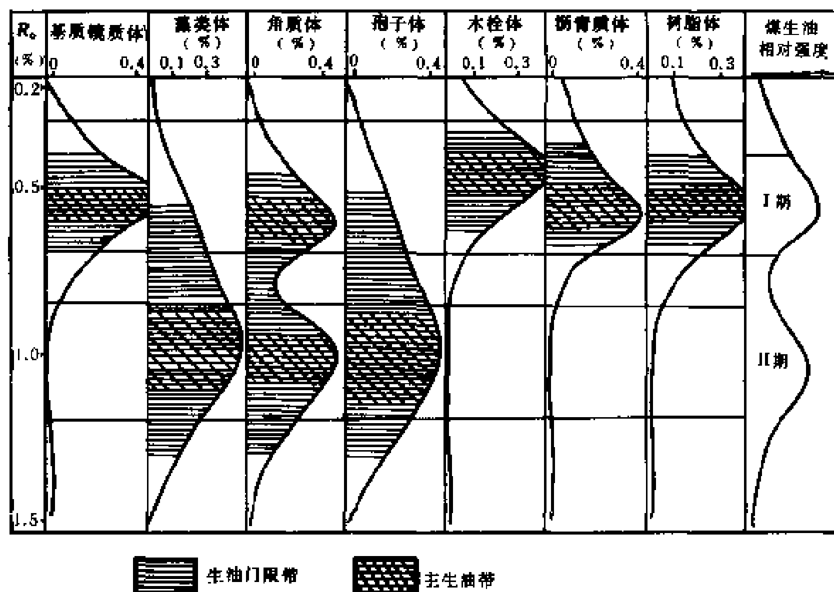


图5-10　煤层显微组分不同演化阶段生油强度变化图

第三节　陆相烃源岩中有机质的热演化

有机质热演化受温度、压力、时间诸因素控制。其中温度起着主导作用。在热力作用下，有机质产生分子结构重排、解聚、缩合和部分分子键断裂降解等反应。本节将从显微组分、可溶组分和干酪根等方面，将自然演化和实验模拟相结合，来论述中国陆相烃源岩有机质的热演化和不同演化阶段母质—产物体系的地球化学特征。

一、显微组分的演化

显微组分系指烃源岩在显微镜下可识别的有机组分，一般包括壳质组、镜质组、腐泥组、惰性组等。在源岩有机质演化过程中，显微组分一方面不断形成烃类物质，另一方面它本身在光学性质、结构组成等方面也发生规律性变化。实际上显微组分的演化是干酪根演化的基础。因此，人们从显微组分演化的这一个侧面来揭示烃源岩中有机质的演化及其生烃过程。

1. 显微组分的光性演化

显微组分随着演化程度加深，干酪根结构中的支链和含杂原子基团断裂脱落，芳香片缩合程度增高，碳原子逐渐向石墨型三维晶体过渡，从而导致了光学性质的变化。

(1)显微组分吸光性的变化

无论在全岩薄片还是在涂布的干酪根薄片中，从未成熟至过成熟阶段，显微组分透光色常见的变化规律大致如下：

镜质组：橙→橙红→红→红棕→棕褐→黑；壳质组和腐泥组：带透明感的浅黄→黄→红→浅棕红→棕褐→黑。

一般当 Ro 约 1.2%时，壳质组和腐泥组的透光色与镜质组趋于一致。典型的惰性组分在整个演化历程中始终不透明，呈黑色。

(2)镜质体反射率的变化

显微组分属吸光性物质，当光线入射时，一部分光被吸收，另一部分光被反射，其反射能力(R)可以表示为

$$R = \frac{I}{I_0}$$

式中　I——反射光强度；

　　I_0——入射光强度。

在研究生油岩时，是在油浸条件下，测定干酪根中镜质体颗粒的反射率，一般选用最大值。

未成熟阶段的镜质体显示非晶的均质性质(凝胶)，这时反射力微弱，反射光的偏振方位不发生变化，任意切面的反射率相等，反映分子结构的完全无序性。随着演化程度加深，芳核(叠片)排列由无序向有序转变，一般在镜质体颗粒较大时，自 R_o 约 1.0%起，便有明显可察觉的各向异性；至过成熟阶段，最大反射率和最小反射率之差可达 0.5%以上。

由于镜质体反射率变化受源岩有机质成分的影响小，在有机质演化的全过程中，变化比较平稳连续，又与其他热演化参数具相关性，因而成为应用最广泛和有效的热演化参数。

(3)显微组分的荧光特性及其变化

显微组分在受到某一特定波长的光(紫外光或蓝光)辐照时，激发出荧光。壳质组分和腐泥组分普遍具有荧光性。描述显微组分的荧光性，常用光谱特征参数 λ_{max}、红/绿商比 $Q(I_{650}/I_{500})$ 和荧光强度 I_{546}等参数。光谱特征参数的含义见图 5-12。其中红/绿商比 $Q(I_{650}/I_{500})$反映了

光谱中短波部分和长波部分的相对比例关系，而 I_{546}是指 546nm 波长荧光相对于 Jacob 铀酰玻璃标样的强度。通常人为规定标样的荧光强度为 1,10 或 100 之中的任一值。

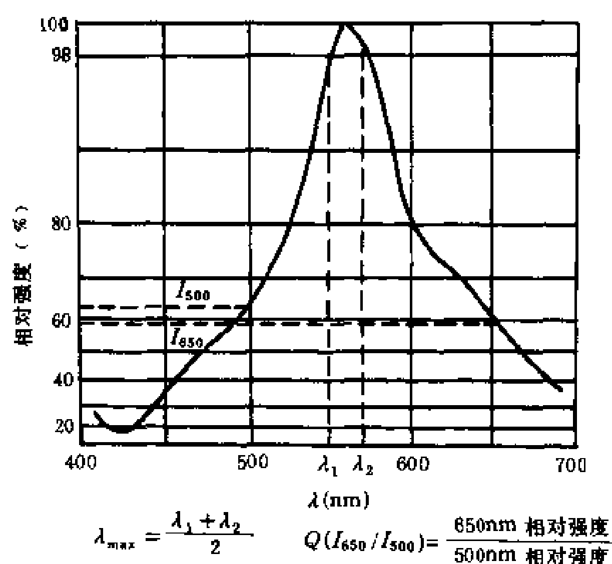


图 5-12 荧光光谱特征参数的含义

（据 Ottenjann，1975）

总的说来，壳质组分和腐泥组分的荧光特征变化是：随成熟作用增强，荧光向长波方向迁移，即荧光色"红移"；同时，荧光强度相应减弱，直至"淬灭"。荧光的"淬灭"与液态窗终止界线相吻合。这种总的演化趋势对于孢子体和藻类体，反映比较规律和连续，而角质体、树脂体等组分变化比较复杂，规律性也差。

部分镜质组分也显荧光性，但它由原生荧光变化和次生荧光变化两部分组成。原生荧光至 R_o 约 0.4%～0.5%时就几乎完全消失。与此同时，次生荧光逐渐产生、增强。次生荧光的强度一般弱于原生荧光，在 R_o 为 0.9%～1.1%时达到最大值。之后，逐渐减弱，R_o 约为1.8%时消失。

2. 显微组分的光性演变与成烃作用

如上所述，显微组分的光性演变，反映了显微组分化学结构在演化过程中的变化，正是成烃母质显微组分化学结构的变化，导致了烃类形成。因此，光性演变特征反映了成烃过程。

在成岩作用早期，孢子体发强烈的绿色荧光，λ_{max}约 500nm；到成岩作用晚期 λ_{max}增长至 550～580nm；在低成熟阶段初期，光谱曲线大致在 620～630nm 处出现一个小突起，之后这个小突起扩大，并且约在 640nm 波段出现第二个光谱峰；直到开始进入生油高峰期，640nm 峰取代 580nm 峰成为光谱的 λ_{max}；在生油高峰期，λ_{max}由 640nm 处继续向红光波段迁移，生油高峰结束时，λ_{max}可达 670nm 以上，最后直至荧光"淬灭"。如内蒙古伊敏盆地五牧场地区 J_3－K_1 煤系烃源岩，随成熟度增加，孢子体的荧光光谱由 R_o＝0.28%时的 λ_{max}＝520nm（绿色）逐渐红移至 R_o＝1.16%时的 λ_{max}＝690nm（褐红色）（表 5-7，图 5-13），红/绿商比相应由 0.588 增加至 5.746，荧光相对强度也由 R_o＝0.28%时的 10.1 衰减至 R_o＝1.25%时的 1.3，R_o＝1.36%时荧光消失。

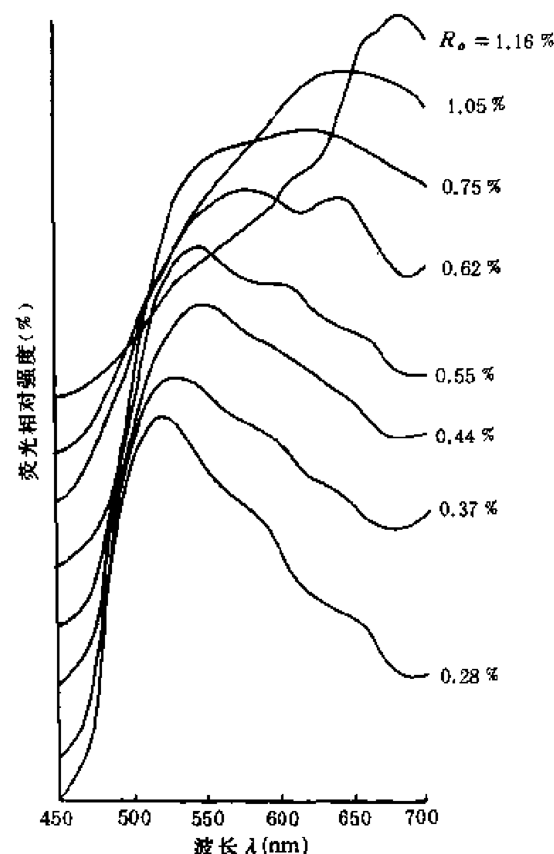


图 5-13 J_3－K_1 煤系烃源岩演化过程孢子体的荧光光谱变化

（样品取自内蒙古伊敏盆地五牧场地区）

表 5-7 伊敏盆地五牧场地区 J_3-K_1 煤系烃源岩演化特征表

序号	R_o (%)	可溶有机物 (mg/g)		Rock-Eval 参数			孢子体荧光参数			显微组分含量 (%)	
		总抽提物	总烃（占全岩）	T_{max} (℃)	氢指数 I_H (mg/g_{TOC}①)	可溶烃 S_1 (mg烃/g岩)	λ_{max} (nm)	红/绿商比 $Q(I_{650}/I_{500})$	荧光强度 I_{546}	壳质组	镜质组+惰性组
1	0.28	4.85	1.59	420	137.50	1.72	520	0.588	10.1		
2	0.37	8.70	2.58	422	265.50	2.70	530	0.878	9.2		
3	0.44	10.10	4.02	432	249.20	1.32	550	1.075	8.1		
4	0.55	14.50	4.90	424	280.00	3.42	550	1.339	7.4	12.9	87.1
5	0.62	18.10	7.88	439	281.40	5.28	580	2.159	6.4	14.7	85.3
6	0.75	21.50	12.18	463	187.30	8.60	620	2.373	5.3	13.2	86.8
7	1.05	30.10	15.20	466	194.60	12.01	650	3.305	3.8	6.1	93.9
8	1.06	5.40	4.58	460	165.60	1.92	650	2.756	3.5	12.8	87.2
9	1.16	7.80	4.01	483	93.00	1.16	690	5.746	1.7	7.7	92.3
10	1.25	2.30	1.25	487	92.00	1.55			1.3	5.6	94.4
11	1.36	4.20	2.15	484	113.10	1.80	荧光消失			1.3	98.7

①TOC——表示总有机碳(Total Organic Carbon)，与 COT，Cot，Corg，Cor 等所表示的含义相同。

值得注意的是，壳质组分和腐泥组分在实验室烃源岩热演化模拟中荧光性的变化趋势（表 5-8），重现了自然界烃源岩演化、烃类生成过程中这些组分荧光性的变化规律。

在内蒙古扎赉诺尔 J_3-K_1 煤系泥岩的热演化模拟实验中，孢子体的初始荧光强度 $I_{546}=12.2$，随热模拟温度增高，荧光强度衰减，孢子体体积收缩，荧光变化很激烈。孢子体荧光性最终消失时的温度与液态烃产物枯竭时的演化温度相当。

由表 5-8 可见，油页岩中的藻类体的荧光变化略异于孢子体。在模拟温度 300℃、R_o 值为 0.62%和模拟温度 450℃、R_o 值约 1.40%时，显微组分荧光性发生两次"飞跃"。第一次光性"跃变"在温度 250～300℃的区间，反映了类脂物质化学结构中，连系在"核"上的各种官能团和脂族基团开始大量脱落，液态烃产物大量生成；第二次光性"跃变"，在荧光消失的同时，R_o 由 1.4%剧增至 2.3%，反映显微组分化学结构变化已被芳香核体系的迅速高度缩聚和重整所替代。

在烃源岩热演化过程中，显微组分光性变化的同时，壳质组分和腐泥组分含量也随之变化。由刚成熟时的 12.9%，减少至成熟末期的 1.3%。值得注意的是，壳质组分的消失基本与孢子体荧光性消失、液态烃产出终止界线吻合（表 5-7）。

显然，显微组分的光性演变和烃源岩中烃类的生成紧密相连：随着成熟度增高，R_o 增加，烃源岩抽提物及总烃含量随之增加，在 R_o 为 0.9%～1.1%时达到高峰；紧接着含量锐减，当 R_o 约 1.40%时，抽提物及总烃含量甚至低于未成熟阶段的样品。岩石热解分析表明，可溶烃 S_1 与 R_o 也有类似的关系（表 5-7）。

从表 5-7 还可看到，烃源岩抽提物及总烃含量亦随孢子体荧光强度变化呈现规律性变化，且抽提物及总烃含量的剧增或锐减往往与壳质组分荧光性突变有关：R_o 小于 1.0%时，抽

提物和总烃含量逐渐增加，壳质组分含量缓慢减少；R_o大于1.0%时，壳质组分含量的减少非常快，同时，抽提物和总烃含量也锐减；大约在R_o为1.40%时，壳质组分与镜质组分的差别基本消失，而这时抽提物和总烃含量减至最低水平。因此，壳质组分的荧光特性是烃源岩演化的良好指示参数。

烃源岩热演化过程矿物沥青基质和藻类体等腐泥组分的含量变化与壳质组分相似，但变化要"超前"壳质组分（表5-8）。这和腐泥组分的烃类生成高峰早于壳质组分的认识相一致。

上述模拟试验结果表明，在烃源岩演化的未成熟和成熟阶段，壳质组分和腐泥组分是可溶有机组分的主要贡献者。而在源岩演化的过成熟阶段，少量抽提物和烃类含量可能来自镜质组，其次生荧光一直可以延续到R_o增至1.7%～1.8%。

表5-8 实验模拟烃源岩热演化显微组分光学性质的变化特征表

序号	产地	岩性	温度（℃）	R_o（%）	荧光参数			显微组分含量②（%）				备注
					λ_{max}（nm）	红/绿商比Q（I_{650}/I_{500}）	荧光强度① I_{546}	腐泥组：矿物沥青基质	腐泥组：藻类体	壳质组	镜质组+惰性组	
1	广东茂名	油页岩	室温	0.30	540	0.673	26.6	81.6	计入壳质组	5.9	5.9	荧光参数测自藻类体
2			250	0.54	530	0.696	25.6	47.8		1.1	2.4	
3			300	0.62	530	0.982	19.7	36.0		0.4	3.0	
4			350	0.78	560	1.041	16.0	9.0		0.4	5.1	
5			400	1.10	580	1.422	7.5	1.9		0.2	3.5	
6			450	1.40	荧光基本消失						4.7	
7			500	2.30	荧光完全消失						4.7	
8			550	2.79							2.7	
9			600	3.49							3.7	
10	内蒙古扎赉诺尔	泥岩	室温	0.40	540	0.715	12.2			1.4	4.2	荧光参数测自孢子体
11			250	0.54	540	1.009	3.6			0.5	1.4	
12			300	0.84	570	1.384	2.9			0.2	2.4	
13			350	1.03	极微弱荧光						3.0	
14			400	1.32	荧光完全消失						2.4	
15			450	1.54							2.6	
16			550	2.09							3.0	
17			600	2.65							3.5	

①荧光强度测量铀酰玻璃标样值为10；

②显微组分含量指占全岩体积百分比。

二、芳香烃的荧光特性

这里仅从荧光的角度来论述可溶有机组分的演化。

1.芳香烃的可见荧光特性

在可溶有机物中，以芳香烃对荧光性的贡献最明显。如有人对中国不同地区煤系的100多个腐殖煤、腐泥煤、油页岩和泥岩抽提物芳香烃组分的可见荧光进行了研究，并着重分析了烃源岩演化过程中芳香烃荧光光谱特征的变化规律。

芳香烃的可见荧光光谱随样品成熟度增高，荧光向红光方向迁移(图 5-14)。在未成熟阶段(R_o 为 0.2%～0.5%)，荧光最大波长 λ_{max}在 540nm 以下；成熟阶段，λ_{max}在 540nm 至 580nm 之间缓慢增加；在高成熟和过成熟阶段，λ_{max}值达到 580nm 以上。同时，光谱商都表现出规律性变化，相应地荧光强度减弱。表 5-9 给出中国各煤系芳香烃 123 个样品可见荧光特性变化与有机质演化的关系。可以看出，这种变化规律与显微组分的荧光分析结果相同，表明显微组分荧光性乃至成烃能力可能与可溶组分的荧光性有本质的联系。

除正常成熟作用外，地表氧化作用和饱和烃的混入可导致荧光"紫移"；岩浆热力作用使芳香烃荧光的"红移"速率加快，这在低成熟阶段尤为明显。

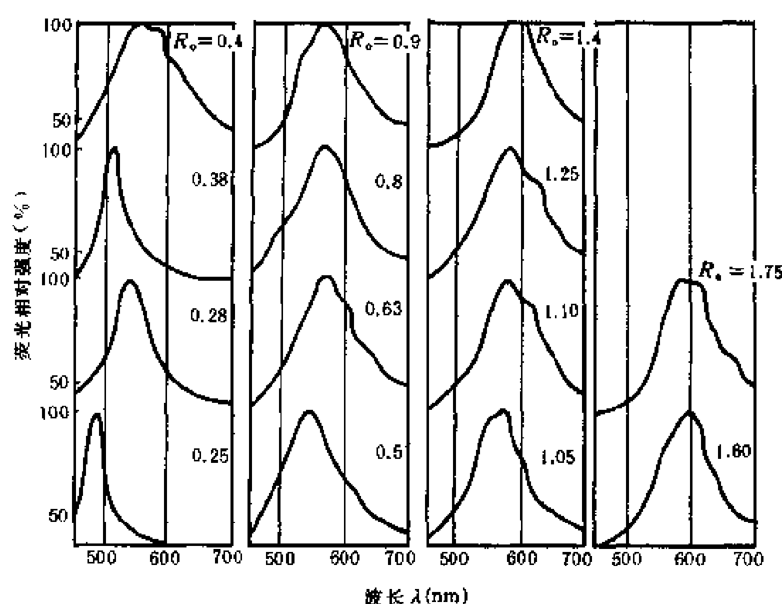


图 5-14 不同成熟度芳香烃的可见荧光光谱图

(样品来源于内蒙古伊敏盆地 J_3-K_1 煤系、塔里木盆地西南缘 C-P、黑龙江桦川现代泥炭、吉林舒兰第三系、贵州水城 P_2 煤系及河北唐山 P_1 煤系)

表 5-9 芳香烃荧光参数与 R_o 相关关系分析表

全 部 样 品 (n=123)		剔除(1)、(2)组样品后(n=102)	
$y=f(x)$	相关系数 (r)	$y=f(x)$	相关系数 (r)
$\lambda_{max}=509.67+44.63(R_o)$	0.635	$\lambda_{max}=500.612\exp(0.111R_o)$	0.707
$Q=0.162\exp(1.63R_o)$	0.630	$Q=0.127\exp(1.996R_o)$	0.670
$Q(\lambda_{max}/500)=$ $1.002\exp(0.596R_o)$	0.633	$Q(\lambda_{max}/500)=$ $0.892\exp(0.778R_o)$	0.735
$Q(\lambda_{max}/650)=1.989(R_o)^{-0.82}$	0.604	$Q(\lambda_{max}/650)=1.863(R_o)^{-0.965}$	0.660

2. 芳香烃组分的成熟作用与荧光性变化

随着烃源岩成熟度增高，芳香烃的可见荧光色依蓝绿→绿→黄→橙红色的序列变化；光谱商 $Q(I_{650}/I_{500})$ 和 $Q(\lambda_{max}/500)$ 增大，$Q(\lambda_{max}/650)$ 减小，即光谱中长波部分的比例增加。因此，不能简单地认为随着成熟作用的增强，芳香烃化合物只向低环结构演化，而是随着成熟作用增强，可溶组分和干酪根同样发生芳构化作用和缩聚过程。从表 5-10 可以看到，随成熟度增高，反映缩合芳香烃特征的 760cm^{-1} 和 870cm^{-1} 等吸收峰有明显的增强，而芳核上甲基、次甲基与芳核丰度比值($I_{1460cm^{-1}}/I_{1600cm^{-1}}$)降低。

表 5-10 不同成熟度芳香烃的红外吸收光密度比值表

样 品	产 地	层 位	R_o (%)	$\frac{I_{760cm^{-1}}+I_{870cm^{-1}}}{I_{总光密度}}$	$\frac{I_{1460cm^{-1}}}{I_{1600cm^{-1}}}$	$\frac{I_{810cm^{-1}}+I_{870cm^{-1}}}{I_{1760cm^{-1}}}$
883094	内蒙古伊敏五牧场	J_3-K_1	0.26	0.178	1.742	0.329
883098			0.62	0.207	2.136	0.565
883100			1.05	0.328	1.777	0.681
883104			1.36	0.321	1.765	0.548
87150	新疆塔里木	C_3	1.62	0.557	1.241	0.956

红外光谱分析资料不能肯定芳香化合物会随成熟作用增强发生聚合，却反映了高成熟度的样品中存在比较多的缩合程度更高的芳香化合物这一事实。

3. 芳香烃可见荧光参数的地质意义

芳香烃荧光参数与烃源岩最高热解峰温(T_{max})有比较好的相关性。芳香烃可见荧光参数与 R_o 相关分析结果(图 5-15)，显示出了芳香烃组分荧光参数作为烃源岩有机质演化指标的可能性和潜在意义。

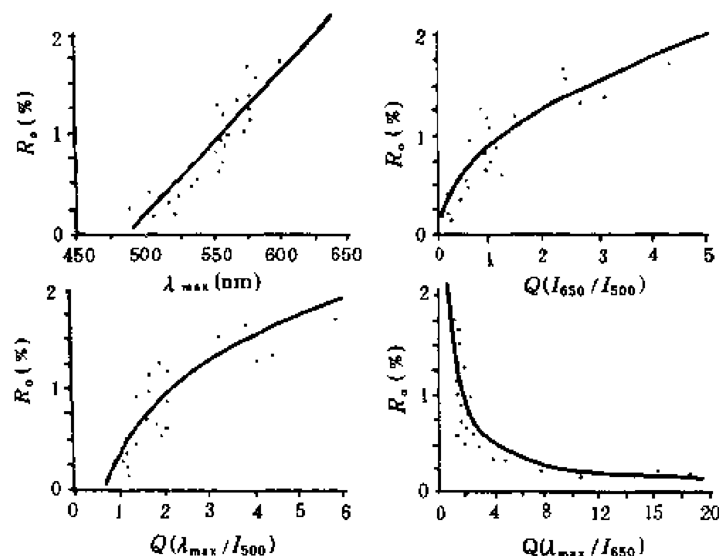


图 5-15 芳香烃可见荧光参数与 R_o 相关关系图

不同演化阶段的芳香烃荧光特性见表 5-11。

表 5-11 不同演化阶段的芳香烃荧光特征表

演化阶段	R_o(%)	荧光特征
未成熟	<0.5	λ_{max}<540nm Q<0.5 $Q(\lambda_{max}/650)>Q(\lambda_{max}/500)$
成　熟	0.5~1.35	λ_{max}=540~580nm Q=0.5~3.0 $Q(\lambda_{max}/650)$与$Q(\lambda_{max}/500)$交错变化
过成熟	>1.35	λ_{max}>580nm Q>3.0 $Q(\lambda_{max}/650)<Q(\lambda_{max}/500)$

与R_o相比，芳香烃组分可见荧光参数作为烃源岩演化程度指标有一些明显的优点。如在整个未成熟阶段，R_o值仅从约0.2%变化至约0.5%，幅度很小，且测量误差较大，但在相应的演化阶段，$Q(\lambda_{max}/650)$值却从约2.0增至15以上。所以这一参数将是研究烃源岩未成熟和低成熟阶段演化特征的有用参数。

三、沉积岩石中分散有机质可溶组分的演化

在一个连续沉降的沉积盆地中，可溶有机质是表征有机质演化程度最灵敏的部分。

1. 正构烷烃的演化

自然界许多生物体中含有以偶数碳原子为主的脂肪酸、蜡和少量以奇数碳原子为主的正构烷烃。在成岩和深成作用过程中，有机质脱羧作用，导致正构烷烃显奇数优势。在有机质向石油的演化过程中，随埋深增加，奇数优势逐渐消失。因此，在石油地质界普遍利用正构烷烃碳优势指数(CPI)和正构烷烃奇偶优势指数(OEP)来判别沉积岩中有机质和石油的成熟度。

在一些继承性凹陷的连续沉积剖面中，埋深达生油门限之后，正构烷烃的OEP和CPI才小于或等于1.20。因此常将源岩正构烷烃OEP值接近1.2的深度确定为该沉积剖面的生油门限深度(图5-16)。

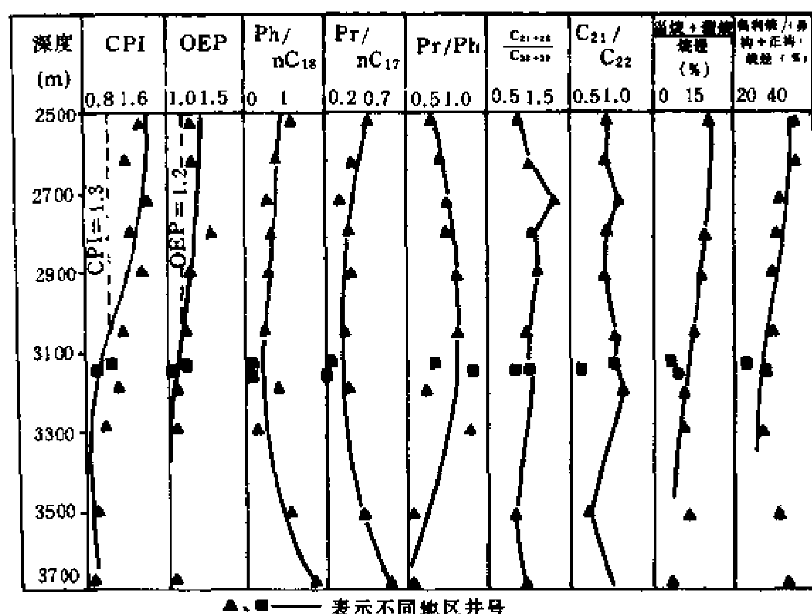


图5-16 黄骅坳陷沧9井生油岩饱和烃气相色谱参数演化图

一般原油和成熟生油岩中正构烷烃的 OEP 值接近于 1。

2. 类异戊间二烯烷烃的演化

类异戊间二烯类化合物主要来源于叶绿素的植醇侧链。这类化合物在强还原条件下，生成植烷(Ph)；在氧化条件下生成姥鲛烷(Pr)，所以，植烷和姥鲛烷具有较强的沉积环境指相意义：在强还原环境的沉积相中，以植烷优势为特征；在一些弱氧化的成煤环境中，则表现为强的姥鲛烷优势，Pr/Ph 值常大于 2.7，最高可达 140。Pr/Ph 值也受有机质成熟度的影响，如松辽盆地上白垩统生油岩在埋深小于 1100m 的未成熟阶段，Pr/Ph 值一般小于 0.7，进入生油门限深度(1200m)后，Pr/Ph 值增至 1.74。这可能是由于随着干酪根大量热降解成烃，植烷也发生去甲基作用，而使姥鲛烷相对含量增加之故。

3. 甾烷及五环三萜烷的演化

伴随埋藏深度加大，泥岩分散有机质随热成熟度不断增高，其甾、萜化合物亦由不稳定的生物构型(R 构型)向稳定的地质构型(S 构型)转化，直到平衡终点。

由黄骅坳陷沧东凹陷沧 9 井下第三系生油岩剖面 m/z 217 及 m/z 191 质量色谱图(图 5－17 和图 5－18)可见，随埋深增加，粪甾烷含量逐渐减少，异胆甾烷含量不断增加；$\alpha\alpha\alpha$－20R 构型减少，$\alpha\alpha\alpha$－20S 构型增加。与此同时，比正规甾烷热稳定性更高的重排甾烷含量也在增加。

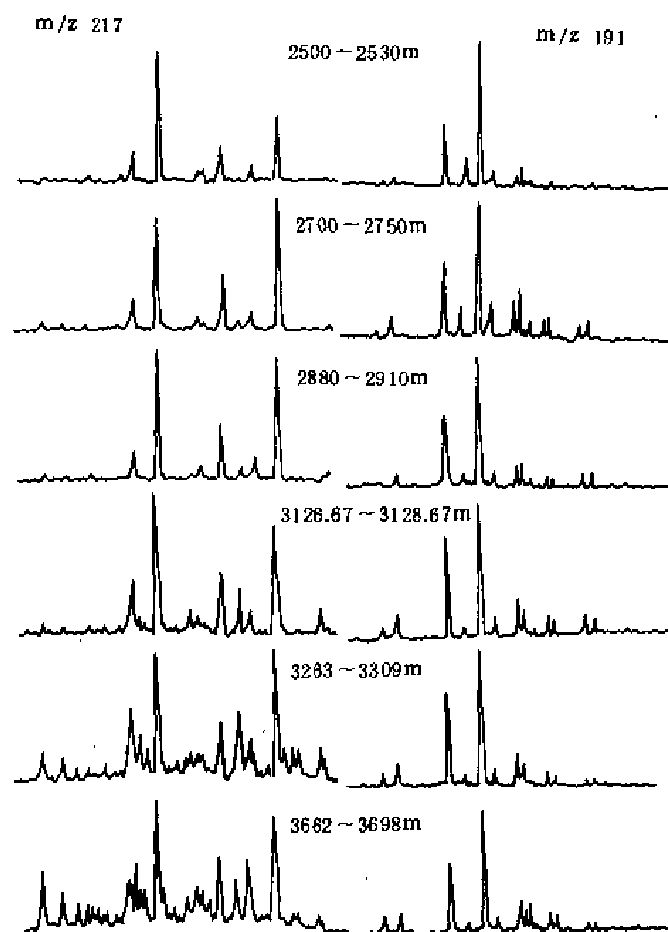


图 5－17　黄骅坳陷沧 9 井下第三系生油岩甾烷(左)及五环三萜烷(右)质量色谱曲线演化图

4. 倍半萜烷的演化

倍半萜烷广泛存在于以高等植物为母质的原油中，煤系源岩所生成的轻质油和凝析油中，含有十分丰富的倍半萜烷，如卡达烯、补身烷(锥满烷)、桉叶烷和其他 C_{14}、C_{15}二环烷烃等。

沧东凹陷低熟烃源岩成烃研究中发现，在埋深小于 3100m 前，随着埋藏深度增加，C_{14}二环倍半萜烷相对丰度逐渐降低，而 C_{16}升补身烷相对丰度则逐渐增高；到埋深 3100m(相当于该区生油门限深度，R_o=0.6%)附近，两者相对丰度几达均势；随后出现 C_{16}升补身烷相对丰度远大于 C_{14}二环倍半萜烷。C_{14}、C_{15}和 C_{16}内组成分布随埋深呈现如下规律：未成熟阶段呈"L"形分布；在生油门限附近呈"V"字形分布；在低成熟阶段，呈反"L"形分布，以 C_{16}相对丰度最高(图 5-20)。沧东凹陷下第三系未熟—低熟烃源岩中存在着十分丰富的二环倍半萜烷的事实反映生油母质中陆源高等植物的贡献。

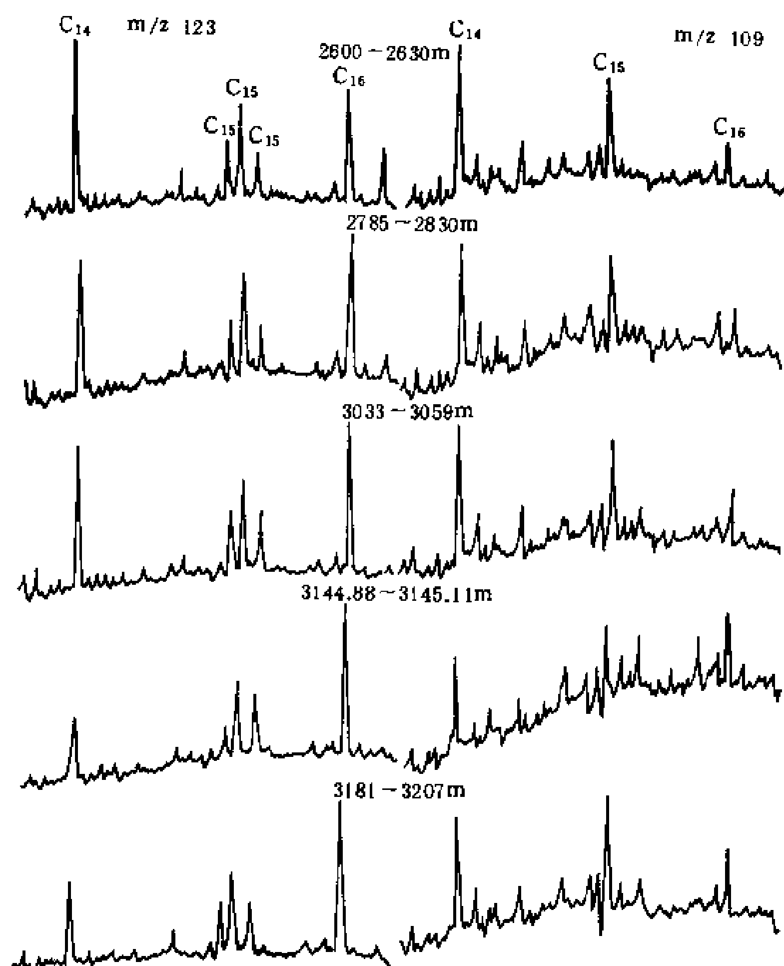


图 5-20 黄骅坳陷沧 9 井下第三系生油岩倍半萜烷 m/z 123(左)及 m/z 109(右)演化剖面图

5. 芳香烃的演化特征

以下通过对沧东凹陷沧 9 井烃源岩系统剖面抽提物所进行的芳香烃色谱-质谱检测，将主要芳系物的演化特征介绍如下。

(1) 系列化合物

在质量色谱图演化剖面中，随埋藏深度增加，苯并蒽相对丰度降低，甲基菌 4 个主要异构

与沉积环境、沉积速度和水动力条件密切相关。陆相湖盆沉积物中，既有陆生高等植物提供的，又有水生低等生物提供的有机物源。因此，陆相沉积物中有机质十分丰富。下面以"干酪根热降解成油说"为理论依据，阐述中国几个主要含油气盆地有机质热演化成油气的特点。

1. 中生代陆相沉积有机质向油气的演化

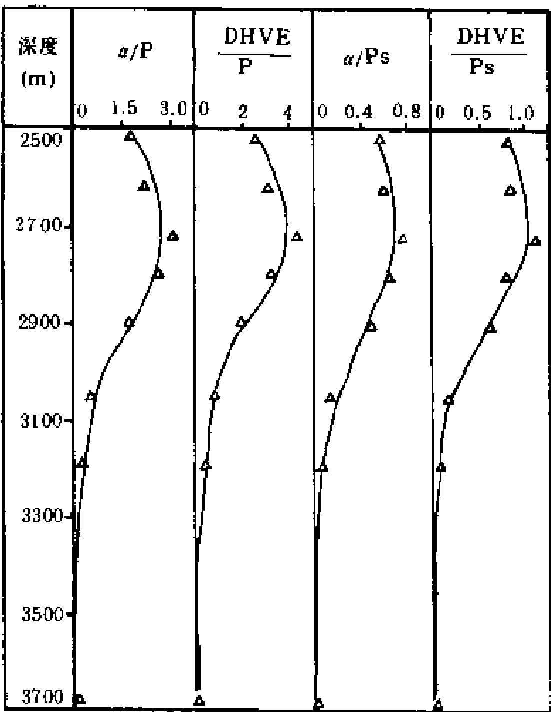
(1)准噶尔盆地上三叠统

根据本区西北缘上三叠统白碱滩组、郝家沟组烃源岩热演化研究结果(图5-25)，其生油门限深度约2700m，在此埋深之前，烃转化率一般小于3%；烃源岩 R_o 小于0.5%；正构烷烃具明显奇数优势，OEP大于1.2，最高达2以上；埋深达3600m进入成烃高峰($R_o \simeq 1\%$)。

(2)松辽盆地上白垩统

松辽盆地中生代时期属于下断上拗双重结构的盆地，具较高的地温梯度(4℃/100m)、高热流值[7.1μJ/(cm³·s)]、高沉积速度(0.1mm/a)，且裂谷部位地温梯度最高(6.17℃/100m)、沉积速率最大(0.17mm/a)。

松辽盆地上白垩统青山口组二、三段烃源岩生油门限深度为1300m，R_o 为0.5%，烃转化



α—α-脱羟基维生素E；
DHVE—(α+β+γ)脱羟基维生素E；
P—菲；
Ps—菲+甲基菲+二甲基菲

图5-24 黄骅坳陷下第三系生油岩脱羟基维生素E系列与菲系列的相对含量随埋深变化图

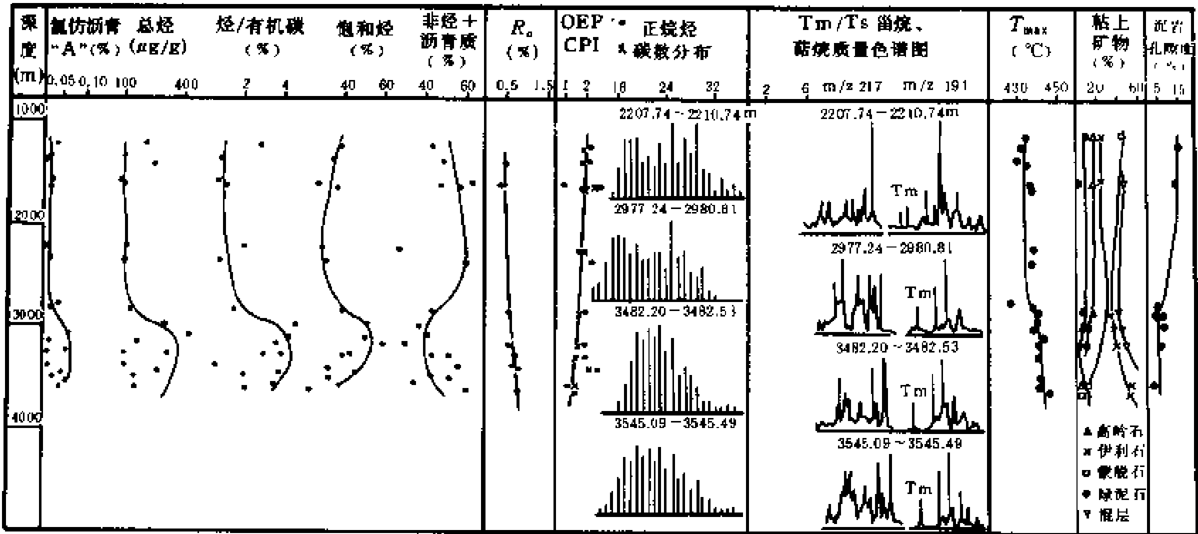


图5-25 准噶尔盆地西北缘上三叠统郝家沟组烃源岩有机质热演化图

(据杨斌，1989)

率一般大于3%(最高为14%)；2000m时达生烃高峰，R_o 升至1%，每100m埋深 R_o 增加0.071%；2500m时液态窗结束，R_o 为1.3%，每100m增加0.043%；3000m时进入干气阶段，R_o 达2%，每100m增加0.14%。R_o 如此高的增长速度，显然是高地热场作用的结果。随埋深

增加，正构烷烃奇数优势也有规律地消失。异戊间二烯烷烃系列在未进入生油门限之前，以植烷和姥鲛烷为主，随着埋深增加，植烷、姥鲛烷含量相对降低，降姥鲛烷、法呢烷和异十三烷含量相对升高，植烷降解尤为明显(图5-26)。

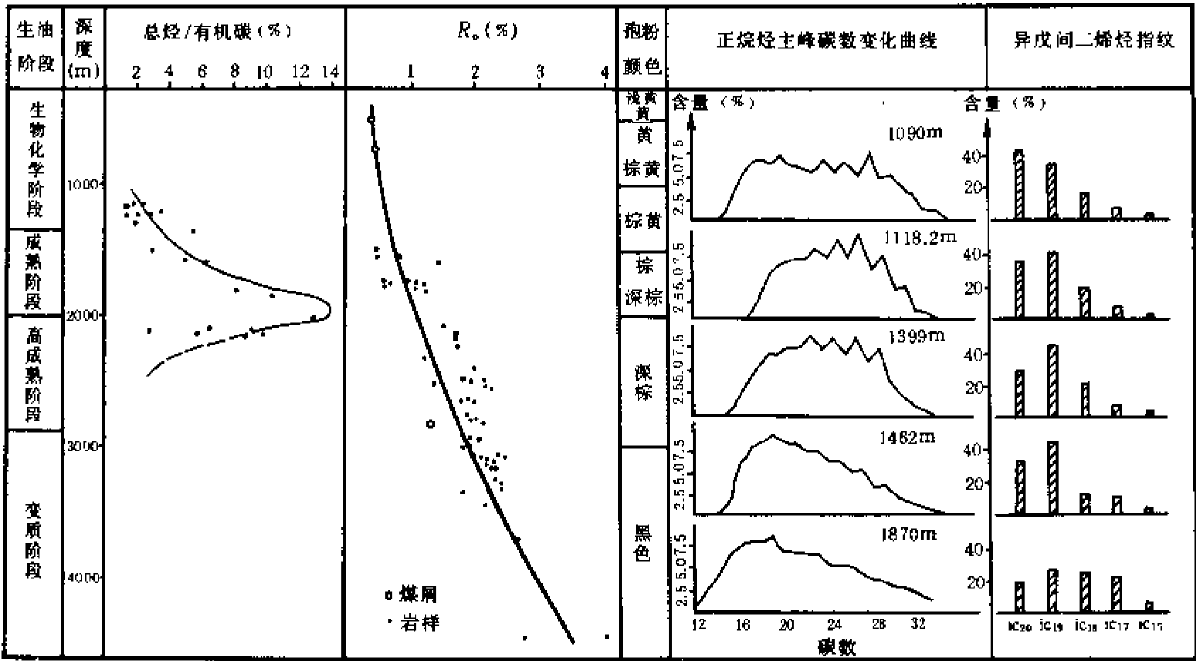


图5-26　松辽盆地上白垩统青二、三段(K_2q_{2-3})烃源岩有机质热演化特征图

(3)二连盆地下白垩统

主要烃源岩为下白垩统巴彦花群，其烃源岩有机质的热演化见图5-27。综合地球化学资料确定该区生油门限深度为1250m，温度62℃；2600m深度结束液态烃生成而进入湿气—凝析油生成带。

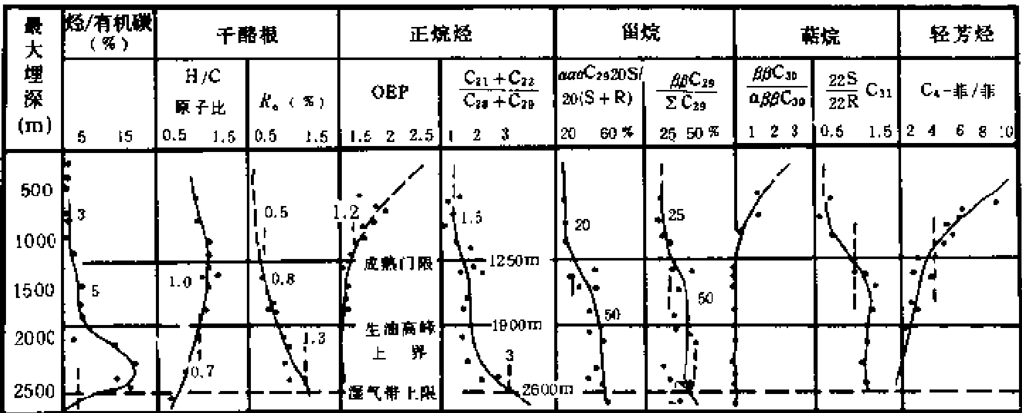


图5-27　二连盆地马尼特坳陷东部下白垩统巴彦花群烃源岩有机质热演化图

(据王雪平，1989)

烃源岩的不溶有机质及可溶烃随埋深的变化表现出以下明显的规律：

1)烃转化率(烃/有机碳)在未成熟阶段一般小于3%，进入生油门限后，急剧升高，最高达

20%，而进入湿气—凝析油阶段(R_o>1.3%)复又下降。

2)正构烷烃在进入生油门限之前存在明显的奇数优势，OEP 最大达 2 以上。随埋深接近生油门限，正构烷烃奇数优势渐趋消失，OEP 接近 1.2～1.0。随着埋深增大，干酪根热降解加剧，正构烷烃中轻/重值[$(C_{21}+C_{22})/(C_{28}+C_{29})$]急增，由未成熟阶段小于 1 到生油门限时的 1.5，继而增至生油高峰后的 2.0，进入湿气阶段后达到 3。

3)生物标志物中的甾烷，随埋深增加，由 20R“生物构型”逐渐向“地质构型”20S 转化，表现为 C_{29}甾烷 20S/(20S+20R)逐渐增大。生油门限之前，一般小于 20%，进入生油门限后不断增大，异构化终点时可达 60%。其萜烷，在未成熟烃源岩中 $\beta\beta C_{30}$藿烷和 $\beta\beta C_{29}$藿烷均比较丰富，进入生油门限之后，$\beta\beta$ 藿烷基本消失；在未成熟阶段藿烷 C_{31}22S/C_{31}22R 小于 1，进入生油门限后，该比值大于 1。

2. 新生代陆相沉积有机质向油气的演化

表 5-12 是我国第三系沉积盆地据多种参数确定的生油门限比较表。由表可见这些盆地由于地温梯度的差异以及有机母质的不同，生油门限深度有差异(图 5-28，5-29)，但各大地构造单元内其烃源岩有机物质演化规律却基本相同。

表 5-12 中国第三系沉积盆地生油门限比较表

序号	盆地名称		主要烃源岩层位	生油门限深度(m)	地温梯度(℃/100m)	演化阶段深度(m)		备注
						湿气—凝析油上限	干气上限	
1	渤海湾盆地	济阳坳陷	E_2s_3	2200	3.60			以东营凹陷资料为主
2	渤海湾盆地	冀中坳陷	E_2s_3	2800	3.10	5300		以饶阳凹陷资料为主
3	渤海湾盆地	辽河坳陷	E_2s_3、E_2s_4	2700	3.50～4.00	4530	5000	以西部凹陷资料为主
4	渤海湾盆地	黄骅坳陷	E_2s_3、E_1k_2	2600	3.30	4300	4800	以歧口凹陷资料为主
5	渤海湾盆地	东濮凹陷	E_2s_3	2500	3.30	4200	5000	以黄河以北资料为主
6	南襄盆地		$E_{2-3}h_3$	1900	4.00			以泌阳凹陷资料为主
7	江汉盆地		$E_{2-3}q$	2200	2.70～3.60	8800	4600	以潜江凹陷资料为主
8	苏北盆地		E_1f	2500	2.90			
9	柴达木盆地		N_2	2600～3300	3.00			
10	百色盆地		E_3	1800	3.40			
11	福山凹陷		$E_{2-3}l$	2400				
12	北部湾盆地		E_{2-3}	2500	3.02			
13	珠江口盆地西部		E_{2-3}	2500	4.39			
14	珠江口盆地东部		E_{2-3}	2500	3.39			
15	琼东南盆地		E_3	3000	3.84			
16	莺歌海盆地		N	2800	3.86			
17	东海盆地		E_3	2200	3.81			

中国早第三系沉积湖盆目前所发现的油气绝大部分属于正常液态窗演化阶段的产物，仅在一些沉积厚度较大的湖盆中(连续沉积厚度大于 7000m 以上)，有机质演化才进入湿气—凝析油和干气的生成阶段。目前除在少数地区发现少量可能属于沙三段(E_2s_3)高成熟阶段的演化产物——凝析油外，其余地区均未发现高成熟和过成熟阶段的产物。因此深层油气勘探的前景可观。

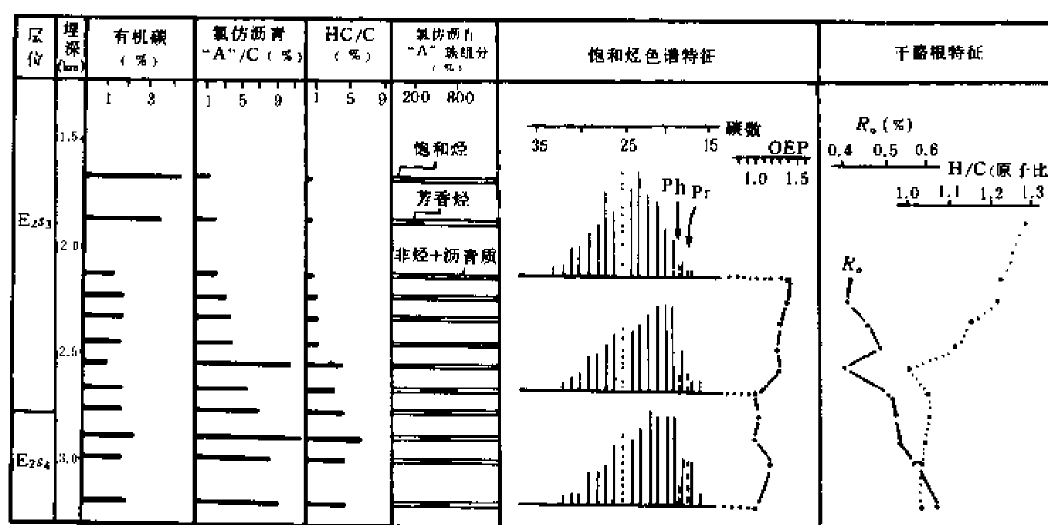


图 5-28　辽河坳陷大民屯凹陷沈 101 井沙河街组($E_{2-3}s$)烃源岩有机质热演化剖面图

（据朴明哲，1989）

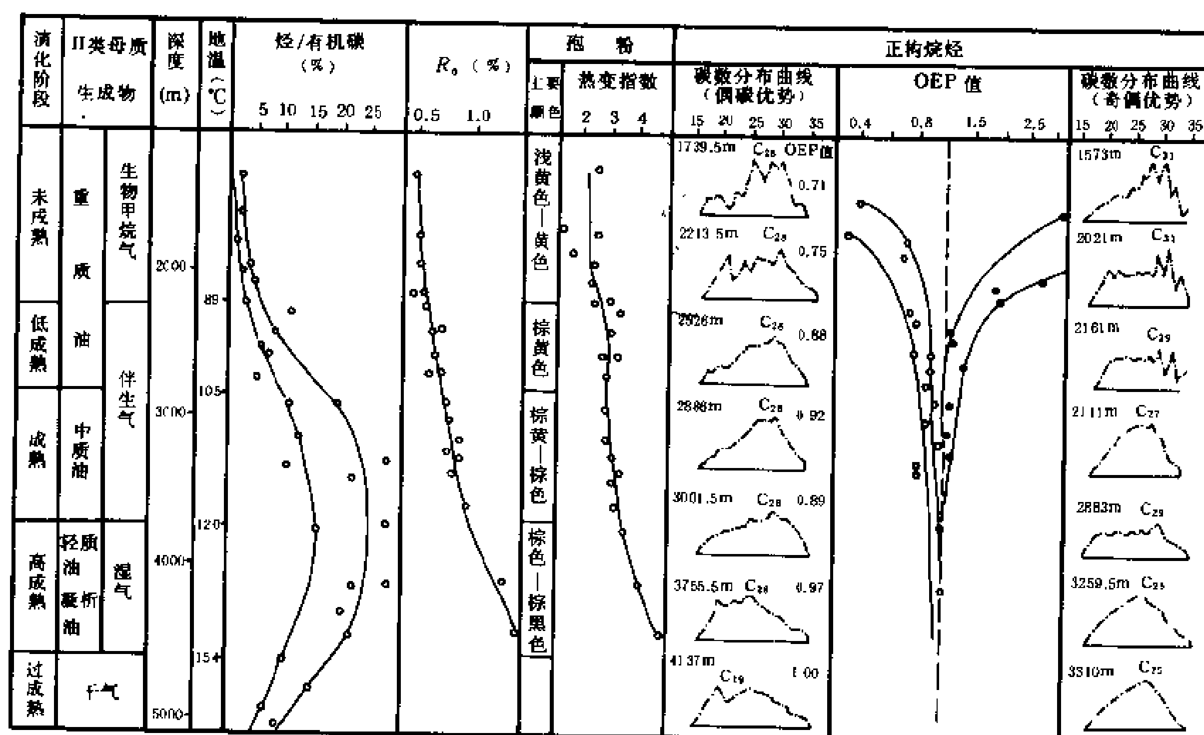


图 5-29　江汉盆地下第三系潜江组($E_{2、3}q$)生油岩热演化图

（据江继纲，1989）

在中国第三系沉积盆地中还发现具一定工业价值的未成熟油，如柴达木盆地跃参 1 井，胜利油田义 18 井，江汉盆地广 33 井，广西百色盆地等。这些未成熟的石油可以与未成熟的烃源

岩进行对比(R_o 一般小于0.5%),而与成熟烃源岩迥然不同。其生物标志物的构型参数远未达异构化终点,正构烷烃具明显的奇碳数优势,OEP值远大于1.2。原油族组成中,胶质和沥青质占62%~70%,烃类只占30%~40%,原油相对密度一般大于0.93,但完全没有生物降解油的迹象。这种未成熟石油的生成不服从于干酪根热降解成烃的一般机理,而是可溶有机质在低温化学阶段的解聚产物。

五、干酪根成烃演化阶段划分

油气生成演化的全过程,从分散有机质被埋藏堆积后的生物化学作用阶段开始,经过成岩阶段干酪根的形成,深成阶段的热降解以及原油在高成熟及过成熟阶段的热裂解,最终以甲烷化阶段结束。值得提出的是,本世纪80年代以来,各类原始成烃母质生烃机制及演化途径的深入研究,未成熟(R_o=0.4%~0.6%)树脂体生成凝析油的提出、陆相沉积盆地中具有工业价值未成熟原油的发现(黄第藩等,1984)以及生物-热催化气的研究,进一步丰富了油气生成理论的内容。系统深入地研究烃源岩分散有机质演化成烃的全过程,不仅是全面揭示油气生成机制所必需,而且在丰富油气生成理论、划分各类母质的成烃特点和指导油气勘探等方面,均具重要意义。

1.生物化学作用阶段

包括从生物被埋藏,经生物化学解聚及缩聚等作用,形成黄腐酸和腐黑物,最终形成多聚集的干酪根。此阶段所经受的温度较低,一般小于70℃,有机质虽经各种生化作用的选择富集,但仍保持其原始的结构特征。此阶段干酪根结构的基本单元为带有直链烷基及环烷基的芳香片,具多核的松散结构,其层间距一般为6~7Å,侧链基团中羰基(C=O)、氧桥(—O—)丰富,芳核上的C=C键和C—H键断裂程度很低,因此,其自由基浓度保持稳定低值。

生物化学作用阶段主要产物是生物气、生物—低温催化过渡带气和生物解聚沥青(未成熟油)。

(1)生物气

生物气是在低温、还原条件下,有机物经过甲烷生成菌作用而生成。有机质首先依赖发酵菌和还原菌分解类脂化合物和生物大分子聚合物(如纤维素和蛋白质等),并将其降解为有机酸、醇、CO_2 和 H_2 等;继而微生物进一步作用,脱去长链酸和醇(乙醇以上的醇)的氢,从而产生 H_2、甲酸、乙酸、CO_2、醇和胺等,甲烷菌由此取得碳源和养料而得以生存,并以此为基质进行生物化学作用和新陈代谢作用而产生 CH_4。

几乎所有的甲烷生成菌都能使 CO_2+H_2 还原成为甲烷。

生物气主要生成于成岩阶段早期,其基本特点是"一干二轻",即:甲烷含量高(干气),不含 C_{2+} 的烃类,碳同位素轻,$\delta^{13}C_1$ 小于−55‰;δD组成轻,因成气机制和水介质的不同而变化,一般为−400‰~−200‰。

中国已探明的生物气藏有柴达木盆地的涩北、台南,松辽盆地的红岗和苏北盆地的启东等。

80年代以来,有关部门相继开展了生物气的室内模拟试验,探索甲烷菌对现代淤泥、泥炭、现代植物和第四系泥质岩等的生物化学作用。试验表明,生物气生成的主要阶段是在模拟温度35℃以前(图5-30),如果考虑到时间效应和沉积岩孔隙在成岩过程中的减少对细菌活动的限制,则把细菌成气作用的主要阶段划分在45℃左右是恰当的。不同沉积物所获得的产气率(表5-13)虽然差别较大,但一般约为20~90m^3/t_{TOC}。这些资料无疑为生物化学阶段生物气资源的计算和预测提供了科学依据。

近10多年来，随着煤岩学的不断发展，将荧光技术应用于煤岩学及有机岩石学领域，使得干酪根在“液态窗”阶段的演化过程和特点，可通过对烃源岩有机质显微组分的荧光变异特征的研究加以揭示。

显微组分的荧光变异可划分3个阶段：由负到正、由正到负和荧光消失(表5-14)。这三个阶段中，其荧光由负变异到正变异，标志着该显微组分开始进入“液态窗”阶段。随着热成熟作用继续增加，荧光正变异再次向负变异转变，表征着显微组分的游离相中脂肪族基团大量脱落的结束。显微组分可见荧光的消失则表明“液态窗”阶段的结束。烃源岩有机显微组分荧光变异的规律性，从另一个方面揭示了油气生成的机制，从而进一步支持了“干酪根热降解成烃说”的正确性。

表5-14　显微组分荧光变异转折点及荧光消失点数据表

(据赵长毅，1991)

显微组分 / R_o(%) / 荧光变异性质	孢子体	角质体	藻类体		树脂体	木栓质体		沥青质体	有机质演化阶段
			结构藻类体	层状藻类体		木栓质体	树皮体		
由负到正	0.55	0.55	0.50	0.55	0.30	0.40	0.55	0.30	液态窗开始
由正到负	0.90	0.75 0.85	0.95	0.95	0.75	0.60	0.70 0.80	0.80	液态窗
荧光消失	1.35	1.30	1.30	1.35	0.95	1.00	1.20	1.10	液态窗结束

3.湿气-凝析油阶段

此阶段最显著的特点是各类有机母质的烃转化率(烃/有机碳)已降到最低，一般小于3%，腐殖型母质的烃转化率则小于1%。此时R_o达1.3%～2.0%，干酪根C—C键的断裂几率随之增多，烃源岩中已生成的石油也热裂解，成为轻烃，甲烷是这一阶段的主要产物。由于干酪根进一步缩合而贫氢，各类母质的H/C原子比降至0.5以下。

4.干气阶段

本阶段烃源岩的R_o值已高达2%以上，主要产物为甲烷干气。

关于甲烷的“死亡”界限，还是一个需要继续深入研究的问题。勘探实践表明，烃源岩热演化延续至轻度变质，在泥岩已经千枚岩化、干酪根R_o值高达4.8%以上，而甲烷气藏依然稳定存在，如四川盆地震旦系威远气藏。室内模拟温度高达600℃，干酪根R_o高达3.8%，甲烷的产率仍在继续增加。

第四节　油源对比

石油和天然气是一种流体矿物，它们在油(气)源岩中生成后，经过一定距离的运移才聚集成藏。油气藏和油气源岩常常不在同一地点，甚至不在同一层位；同一盆地或坳陷内的油气，有时又来自不同油气源。因此，为了确切了解油气来源，必须进行油-油、油-岩对比，确定它们之间的亲缘关系，为指导勘探、开发提供科学的依据。有关天然气的气源对比，将在第八章中专门叙述。

油源对比是以下列认识为前提的。

1)石油为有机成因，油气是从分散在生油岩中的干酪根等有机质经成烃演化生成的。因此油源对比的三个主要对象是：烃源岩中不溶有机质干酪根、可溶有机质沥青和储集层中的石

油。

2)由某层位烃源岩有机质生成的石油，必然继承和携带着该层有机质的特征化合物组成和组合，这类化合物及组合的性质或分子骨架必须比较稳定，不易在运移和蚀变等过程中发生变化。

3)原油与其源岩可溶有机质间往往有若干差异，这些差异是由于烃源岩有机质的演化程度、排驱效应、运移效应、成藏后生蚀变等因素造成。但在有亲缘关系的油-岩之间，不能允许出现用现今科学理论无法解释的差异。

因此，油源对比实际上就是灵活地运用有机地球化学的基本原理，合理地选择适用于具体研究对象的对比参数，综合分析、辨证地研究油-油、岩-岩、油-岩之间亲疏关系。操作中，应十分注意把油源对比放在油气从生成、排驱、运移到聚集、后生改造等整个成因、演变系统中，认真进行去伪存真、去粗取精的研究。

一、油源对比参数的选择和使用

能够用于油源对比的参数很多，研究工作者可以选择不同的参数来进行对比。历史上由于研究水平和仪器方面的局限性，曾经只使用原油的相对密度、粘度、凝固点、族组成等一般物理化学性质来进行油源对比，但随着大量先进分析仪器和技术的引进使用，石油地质学特别是石油地球化学理论的深入发展，为油源对比提供了不少新的更为可靠的参数，把油源对比提高到了分子级水平。

一般说来，在选择和使用对比参数时，应注意以下几个原则：

1)首选那些在演化、运移和次生变化中比较稳定的化合物或化合物组合，尤其应优选那些最能直接反映沉积有机质输入特征和原始沉积特征的化合物或化合物组合作为对比参数。在这方面，油、岩中的生物标志化合物具有得天独厚的优点。

2)选择那些能够把同一沉积盆地中不同类型的原油区分开来，把不同时代、不同层系、不同建造、不同环境、不同类型的生油岩区分开来的参数。总之，应选择那些油、岩中均存在，同时又有满意的分辨率的参数。

3)由于从烃源岩中排出的化合物的浓度随烃源岩的演化程度、运移和次生改造而改变，所以目前一般不用某种化合物的绝对浓度或绝对量作对比参数，而是取它们分布形态、型式，或它们之间相对丰度或比值作为对比参数，如姥/植、钒/镍值等。

4)一般不能只选单一参数进行对比，而应选用相互独立、具有明显不同地球化学意义的几项参数进行综合对比。

5)不能只选原油中低丰度的化合物进行对比，还应同时选择高丰度的或整体性参数作全面对比。

二、常用的对比参数

为了进一步具体说明对比参数的基本原理和局限性，将常用的主要对比参数介绍如下：

1. 物理性质参数

这类参数包括原油的相对密度、粘度、凝固点、旋光性等，历史上曾作为主要对比参数来使用。由于这些参数在运移等过程中易受外界因素的影响，故不是理想的油-岩对比参数。然而，同源同成熟度的石油理应具有相近的物理性质，所以它们现今仍是常使用的油-油对比的重要辅助性参数。这类参数也只能在近似地质条件下的油-油之间进行对比。

2. 含蜡量、含硫量、族组成和钒、镍含量

同物性一样，这类参数在一定条件下常用于油-油和岩-岩对比。其中含蜡量、含硫量、V/

Ni 值还具有指相意义。所以当一个沉积盆地中同时有多套海相和陆相生油岩存在时，原油的这些参数即便不能用来确认油源岩，但却可用来判别油源岩是海相抑或陆相(对中、新生代沉积)。因此，在一定意义上它们也能用于油-岩对比。应该指出的是，这些参数的指相意义有一定局限性，并不排除个别例外情况。

生油岩中原始母质的性质和生化组成在很大程度上决定了相应石油的族组成(包括含蜡量)特征，所以现今仍在使用族组成资料作为油源对比，尤其是作为油-油对比的宏观或初步对比参数。这些参数和方法有饱芳比、含蜡量、正构烷烃、环烷烃和芳香烃的百分含量三角图，烷烃(饱和烃)、芳香烃、非烃(胶质＋沥青质)的百分含量三角图等等。对比中应该十分注意有机质和石油的成熟度、油气运移、聚集、保存等条件对族组成的影响。它们只能作为辅助性宏观控制参数来使用。

3. 正构烷烃和类异戊二烯烷烃

这类烃，尤其是正构烷烃，通常是石油的最主要的组成部分，它们与成油母源物质中的脂肪酸、色素等类脂化合物有直接成因联系，广义上也是一些生物标志化合物。早在 70 年代，它们就已被广泛应用于油源对比，至今仍在这方面发挥着重要作用。

由这类烃构成的对比参数很多，但最常使用的是 C_{14+} 正构烷烃分布(油-油对比时也用全烃碳数分布)和 Pr/Ph 值。前者与母质构成有关，纯低等水生生物为母质时，正构烷烃呈中低碳数单峰群分布；纯陆生高等植物为母质时，呈高碳数单峰群分布；而混合型母质时则呈双峰群分布。Pr/Ph 值主要与烃源岩的沉积环境特征有关，Pr/Ph 小于 1(称植烷优势)为强还原环境；Pr/Ph 为 1.0～1.5 为还原环境；Pr/Ph 为 1.5～2.0 为弱还原环境；Pr/Ph 大于 2(称姥鲛烷优势)为弱氧化—氧化环境(尤其是成煤环境)。其中 Pr/Ph 为 1.0～2.0 称姥植均势。由于沉积环境在很大程度上控制着母质的构成和类型，所以 Pr/Ph 值是人们常用的良好油源对比参数之一。图 5－31，图 5－32 和表 5－15 给出了使用这类参数进行油源对比的一些实例。

表 5－15　鄂尔多斯盆地延长组、延安组类异戊二烯烷烃对比表

(据黄第藩等，1982)

类别	时代	产层		Pr/Ph 比值	Pr/Ph 相似系数	Pr/nC_{17} 比值	Pr/nC_{17} 相似系数	Ph/nC_{18} 比值	Ph/nC_{18} 相似系数
原油饱和烃	J_1c	直罗组		0.93		2.43		1.65	
	J_1y	延安组	延$_{4+5}$	1.10	0.60	0.47	0.57	0.44	0.64
			延$_6$	1.08	0.59	0.30	0.36	0.29	0.97
			延$_8$	1.02	0.55	0.50	0.60	0.49	0.57
			延$_9$	0.97	0.53	0.36	0.43	0.32	0.87
			延$_{10}$	0.98	0.53	0.33	0.40	0.36	0.78
泥岩抽提物饱和烃		延安组		1.84		0.83		0.28	
原油饱和烃	T_3y	延长组	长$_3$	0.96	0.79	0.45	0.98	0.48	0.56
			长$_6$	0.96	0.79	0.34	0.77	0.38	0.71
			长$_7$	1.00	0.83	0.33	0.75	0.33	0.82
			长$_8$	1.07	0.88	0.35	0.80	0.34	0.79
泥岩抽提物饱和烃		延长组		1.21		0.44		0.27	

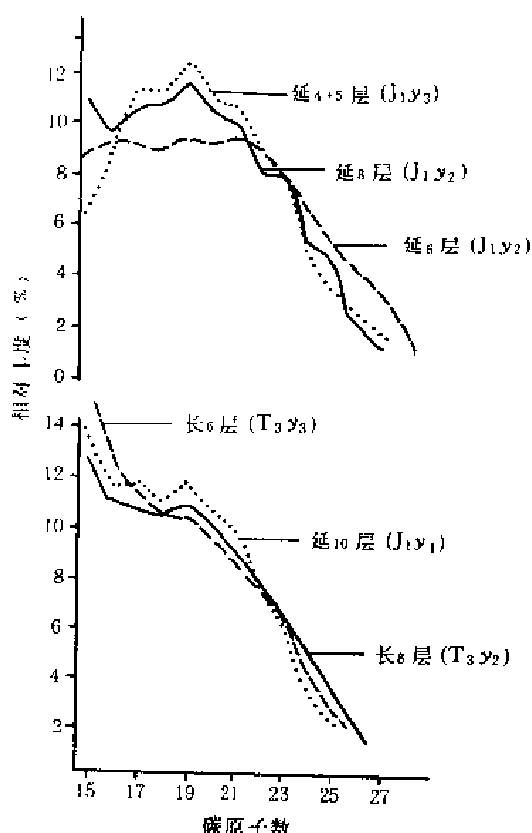


图 5-31 鄂尔多斯盆地延安组(J_1y)、延长组(T_3y)原油 C_{15+} 正构烷烃分布图
（据于志海等，1982）

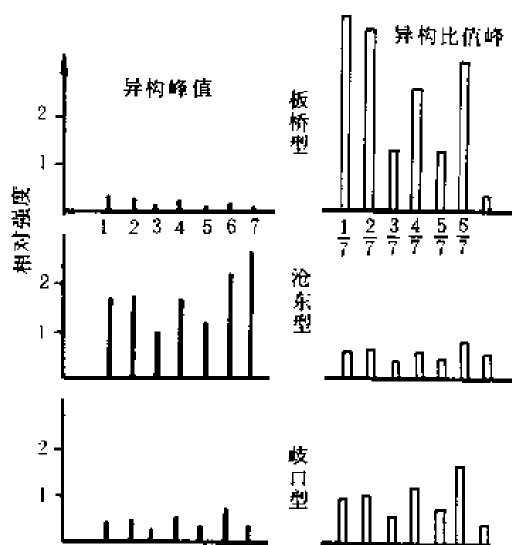


图 5-32 黄骅坳陷沙河街组($E_{2-3}s$)三种类型原油异戊二烯烷烃对比图
图中 1～7 分别相应于 $iC_{13}-iC_{20}$，不包括 iC_{17}
（据田克勤等，1982）

应该指出，由于正构烷烃对生物降解和热力作用较敏感，并在一定程度上受运移效应影响，所以这类参数以应用于中－低成熟度、未受生物降解且运移距离不远的油源对比为宜。

长碳链的类异戊二烯烷烃(C_{21-})，如蕃茄红烷、角鲨烷、丛粒藻烷等主要来源于细菌，更具“化学化石”特性。不论它们在石油和烃源岩中的丰度如何，只要能够检出，往往都具有很强的对比意义。

4. *甾烷和多环萜烷等生物标志烃类*

这类化合物无论分子骨架结构还是分布都相当稳定，虽然在热演化过程中会发生立体构型转变和重排反应，但基本碳骨架不易变化和破坏，即使对中等程度的生物降解作用也有较强的抵抗能力，运移过程中也较少变化。同时，它们的相对丰度和构型转化能多方面提供母质类型、沉积环境等重要信息。因此，成了迄今为止人们认为最好的、使用最广泛的油源对比参数。

在进行对比时，最常用的方法是把相对分布当作“指纹”来直接进行比较。如胆甾烷(C_{27})、麦角甾烷(C_{28})、豆甾烷(C_{29})的相对分布，藿烷系列中不同碳数化合物的相对分布等。甚至人们直接把 m/z 217 和 m/z 191 质量色谱图作为“指纹”来使用（图 5-33）。在一些比较简单的盆地中这样的对比还是有效的，但在某些较复杂的盆地中就显得分辨率不足，不宜贸然使用。

在用甾烷分布对比时，有时可仅用规则甾烷($5\alpha,14\alpha,17\alpha$ 构型)不同碳数的相对分布进行对比。例如在对克拉玛依油田的油源研究中，认为有对比亲缘关系的原油和烃源岩中，重排甾

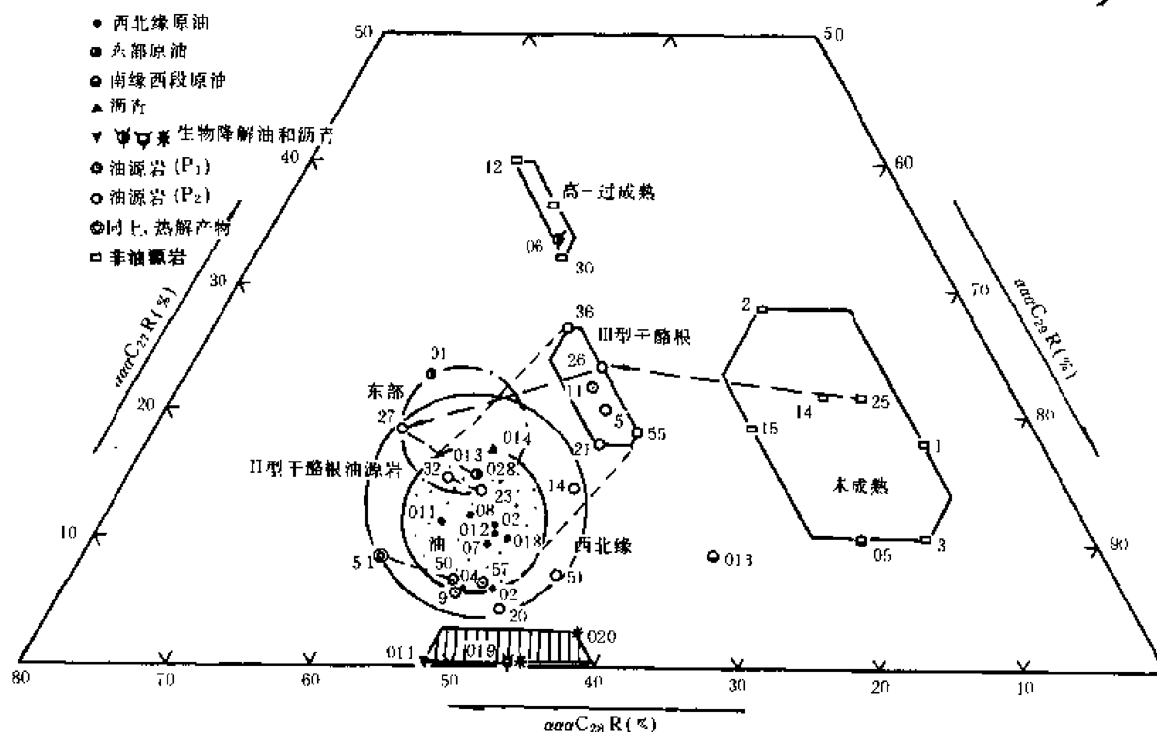


图 5-35 准噶尔盆地 $\alpha\alpha\alpha$-20R 胆甾烷百分组成的油、岩对比三角图

(据黄第藩等,1985)

可能意味着该组化合物的生源仅与该地区第三纪时期某种被子植物群落的树脂密切相关。就琼东南盆地崖 13-1 气田而言,由于双杜松烷型五环三萜烷仅见于第三系煤系或含煤地层组中,所以该气田凝析油中相对富集双杜松烷型五环三萜烷化合物,自然可作为一个良好的油源对比标志,指示着凝析油及其伴生天然气为第三系煤生特征。

5. 轻烃组成

凝析油和轻质油中高碳数的生物标志化合物丰度很低,而又富含轻烃,可用轻烃组成来进行油源对比。

轻烃组成中 C_6—C_8 部分不易在采样和分析工作中损失,有人曾用它们的碳数分布进行油源对比。在进行油-油对比时,所用碳数还可降低,从 C_4 开始。图 5-36 就是用轻烃组成作为参数的对比结果。不过,由于影响轻烃组成的因素较多,应用受到限制。

6. 稳定同位素组成

中国地球化学工作者曾用石油和沉积有机质中碳、氢、硫的稳定同位素组成来进行油源对比,其中应用最成功亦较普遍的是碳同位素组成。这是因为碳同位素在不同时代、不同沉积相、不同类型母质中存在着明显的差异,且可以把油源对比研究的三个主要对象——石油、干酪根、沥青联系在一起。

近年来,有研究者曾用中国主要含油气盆地从震旦系到第三系的石油、干酪根和沥青的大约 2100 个分析数据,总结了不同地质时代这三种有机质稳定碳同位素组成的特征、平均值分布和相互关系(图 5-37)。

(1)震旦纪和早古生代

在此地质时期,氯仿沥青"A"的 $\delta^{13}C$ 值比干酪根的略低甚至重合,而又只比原油的高 1‰,彼此相差极小,由于中国震旦纪及早古生代有机质的成熟度非常高,故碳同位素组成特征

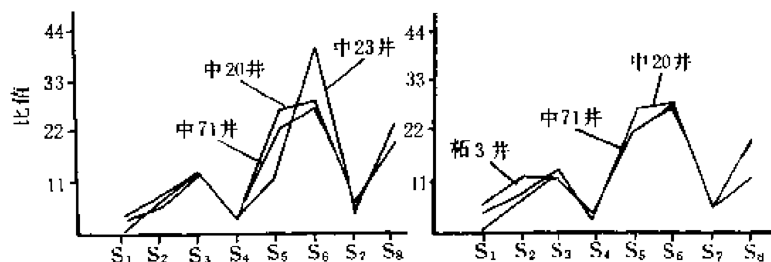


图 5-36　四川盆地川西北地区不同产层凝析油轻烃参数指纹对比图

横坐标参数意义：S_1—甲基丙烷/丁烷；S_2—甲基丁烷/戊烷；S_3—2-甲基戊烷/3-甲基戊烷；S_4—环戊烷/2-甲基戊烷；S_5—环己烷/甲基环戊烷；S_6—2-甲基己烷/2,3-二甲基戊烷；S_7—1,反3-二甲基环戊烷/1,反2-二甲基环戊烷；S_8—庚烷/甲基己烷

（据程克明，1990）

难于仅用演化中的同位素分馏效应来解释。因此在油源对比中，必须充分注意到上述特征，才能正确应用碳同位素组成这个参数。

（2）晚古生代—中生代

自石炭纪始，由于高等陆生植物参与成油，同时中国中生代含油气盆地又以陆相为主，所以不仅使中国沉积有机质的类型复杂化，进而使干酪根 $\delta^{13}C$ 特征值发生分异，而且即使同是腐泥型母质，演化成烃机制也不同于早古生代的海相有机质。因此，石炭纪以后的氯仿沥青"A"$\delta^{13}C$ 特征值都比同期相应的干酪根的低1‰～3‰，原油又比氯仿沥青"A"的低 1‰～3‰，这种关系非常清晰，并且对应性相当好。它们之间的亲缘关系容易用干酪根演化成烃机理和同位素分馏原理解释。

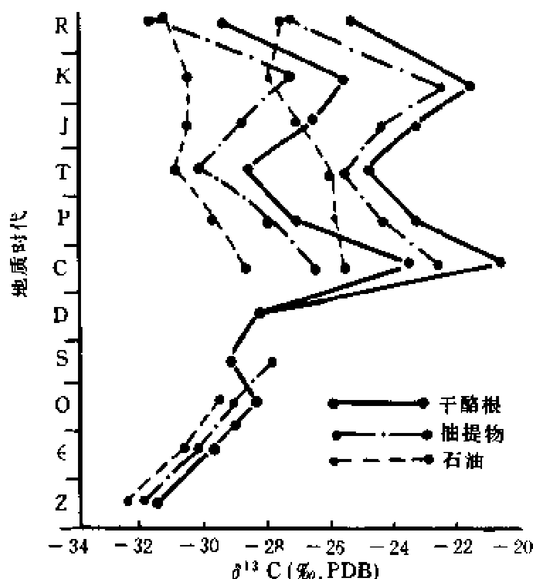


图 5-37　中国各地质时代干酪根抽提物和原油中 $\delta^{13}C$ 平均值的分布特征图

（据张大江等，1991）

（3）第三纪

第三系中不同性质有机质的 $\delta^{13}C$ 特征值的分布大体与中生界的相似，区别在于其可溶抽提物的 $\delta^{13}C$ 值与原油的基本重合。中国第三系沉积盆地一般较小，断层发育，原油的运移距离不大，可能是形成该特征的重要原因之一。此外，中国第三系盆地中，特别是盐湖相盆地中，普遍有低熟油或未熟油，其 $\delta^{13}C$ 值一般与干酪根的相差不大，在一定程度上使得第三系原油的 $\delta^{13}C$ 平均值提高了。

碳同位素是个整体性的、平均性的对比参数，所以不宜单独使用，而应配合其他参数，如生物标志化合物等，进行综合对比研究。用碳同位素组成和姥植比对塔里木盆地中原油的分类对比研究（图 5-38）后表明，现今在塔里木盆地发现的石油，大致可分为三类：第一类石油主要集中在塔北隆起带的奥陶系内幕和奥陶系与三叠系之间不整合面附近，以强还原沉积环境的植烷优势以及富集^{12}C 同位素为特征；第二类石油主要集中在塔西南坳陷，以还原环境的姥植均势和相对较富^{12}C 同位素为特征；第三类石油则主要集中在盆地北部库车坳陷的依奇克里克

油田，以弱还原沉积环境的姥鲛烷优势以及相对贫^{12}C同位素为特征。其结果与用族组成、原油物性和标志化合物研究的结果一致。

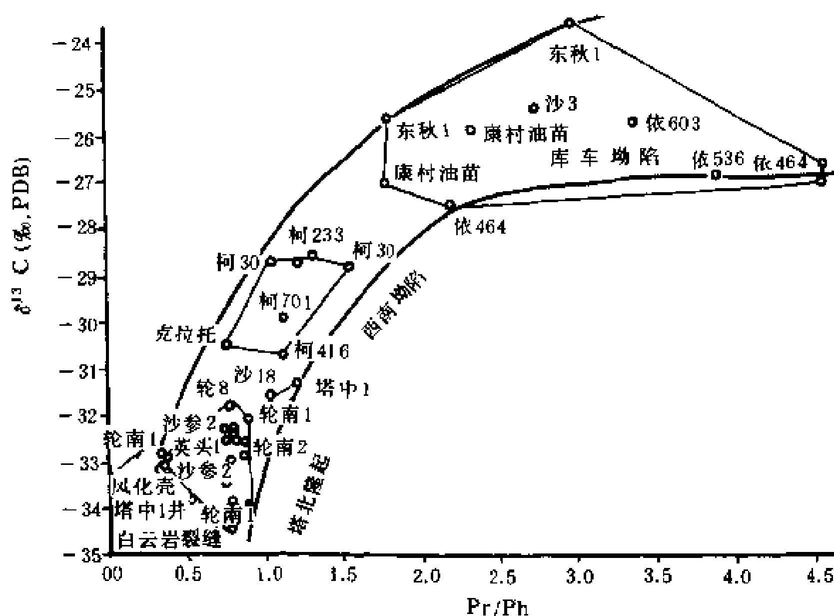


图 5-38　塔里木盆地原油的全油$\delta^{13}C$值与饱和烃中姥植比的关系图
（据张大江等，1990）

此外，应用碳同位素组成特征，对存在多类型石油和多套生油岩系的塔里木盆地进行油源对比的研究结果，说明塔北隆起带奥陶系内幕中的石油和奥陶系与三叠系之间不整合面附近的石油，其主力生油层为下古生界生油层；西南坳陷和塔中隆起带的石油则应与石炭-二叠系相关，而库车坳陷的石油则与侏罗系烃源岩有关。

在利用石油的碳同位素组成的油源对比中，除取全油的测定值外，还常分别测定其饱和烃、芳香烃、胶质、沥青质四组分的同位素组成，用类型曲线来进行油-油对比分类。如果能够取得可能生油岩中干酪根和沥青的碳同位素组成，则可进行油-岩对比。

近年来，Sofer 利用石油中饱和烃和芳香烃碳同位素组成的关系（$\delta^{13}C_{芳}=1.14\delta^{13}C_{饱}+5.46$）来区分石油的海、陆相成因，在这方面王会祥取得了一定成果（图 5-39）。他把国内外一些油样的饱芳碳同位素值标在 Sofer 的原油饱和烃、芳香烃碳同位素的关系图中，说明中国东部盆地的石油确实是陆相成因，而塔里木盆地石油的来源则比较复杂。轮南地区的石油多属海相，库车坳陷的依奇克里克石油、康村油苗等明显为陆相成因。但塔里木盆地英买力地区的奥陶系内幕石油样点竟落在海、陆相原油分界线上，这个问题还有待进一步探索。

三、多参数的综合使用和对比

我国石油地球化学工作者多年的工作经验和研究说明，使用单项参数进行油源对比有很大的局限性，只有使用多项相互独立的地球化学参数进行综合对比，才能取得令人满意和可信的结果。

图 5-40 是用反映母源的参数 $5\alpha,14\alpha,17\alpha$ 甾烷 C_{27}/C_{29}和反映沉积环境的参数 Ts/Tm 或 γ-蜡烷/$\alpha\beta C_{31}$藿烷，综合对比研究吐-哈盆地台北凹陷中的石油与可能烃源岩的关系，确定了台参 1 井的石油主要源于盆地中下侏罗统八道湾组的煤系。这是我国第一个有工业价值的煤成油的实例，在生产实际和理论上都具有十分重要的意义。

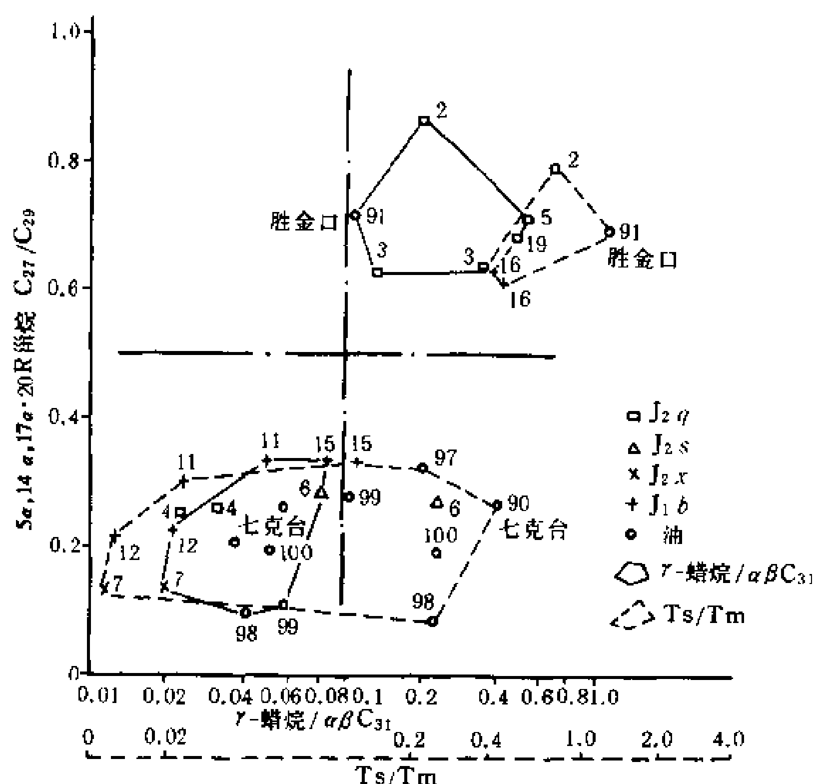


图 5-40　吐-哈盆地台北凹陷 5α,14α,17α20R 甾烷 C_{27}/C_{29} 与 γ-蜡烷/αβC_{31}藿烷和 Ts/Tm 的油/岩对比关系图

（据张大江，1990）

$$相似系数\ S_{i,j}=\frac{\sum_{k=1}^{m}(X_{k,i}\cdot Y_{k,j})}{\left(\sum_{k=1}^{m}X_{k,i}^{2}\cdot\sum_{k=1}^{m}Y_{k,j}^{2}\right)^{\frac{1}{2}}}$$

式中　$k=1,2,\cdots,m$，参数序号，共 m 个参数；

$i=1,2,\cdots,n_1$，参加统计的一类样品序号；

$j=1,2,\cdots,n_2$，参加统计的另一类样品序号；

$X_{k,i}$——第 i 个另一类样品的第 k 项参数值；

X_i——第 i 个另一类样品对某一项参数的数学期望；

$Y_{k,j}$——第 j 个另一类样品的第 k 项参数值；

Y_j——第 j 个另一类样品对某一项参数的数学期望；

$R_{i,j}$——第 i 个一类样品对第 j 个另一类样品的相关系数；

$S_{i,j}$——第 i 个一类样品对第 j 个另一类样品的相似系数。

用此方法对河南周口坳陷的油-油和油-岩进行了对比，并结合地质条件具体分析了成烃母质特征、沉积环境、成熟度和运移效应对油源对比的影响，最终确认了不同类型原油的油源层，解决了该地区勘探工作中的一些难题。

四、中国主要含油气盆地的主力油气源层

表 5-16 列出了中国主要含油气盆地中主力油源层的识别结果和油源对比工作中使用的主要对比参数。由表可见，使用最多和最普遍的参数有姥植比、碳同位素组成和生物标志化合物等。

表 5-16　中国主要含油气盆地中主力油源层的识别结果及所使用的主要对比参数表

盆地	地区	产层	油源层	所使用的主要对比手段							
				族组成	V/Ni卟啉	含蜡、含硫	正构烷烃分布	Pr/Ph	碳同位素	生物标志物	轻烃
松辽	大庆	K_2	K_2	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
	南部	K_2	K_2			✓		✓	✓	✓	
渤海湾	辽河	Ar,E	$E_{2-3}s$	✓		✓	✓	✓	✓	✓	
	黄骅	R	$E_{2-3}s$				✓	✓	✓	✓	
	冀中	Pt,R	$E_{2-3}s$	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	济阳	R	$E_{2-3}s$				✓	✓	✓	✓	
	东濮	E	$E_{2-3}h$			✓	✓	✓	✓	✓	✓
二连		K_1	K_1					✓	✓	✓	
南襄	南(泌)阳	E	$E_{2-3}h$			✓	✓	✓	✓	✓	
江汉		E	$E_{2-3}q$	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
下扬子	苏北	E	E_1				✓	✓	✓	✓	
准噶尔	克拉玛依	C—R	P		✓		✓	✓	✓	✓	
	准东	P—K	P		✓		✓	✓	✓	✓	
塔里木	依奇克里克	J,N	J		✓	✓		✓	✓	✓	
	柯克亚	N	C					✓	✓	✓	
	轮南	O,C,T	O					✓	✓	✓	
	塔中	O,C	C					✓	✓	✓	
吐哈	丘陵	J	J_1b			✓	✓	✓	✓	✓	
	胜金口	J	J_2q			✓	✓	✓	✓	✓	
	托克逊	J,T	T(?)					✓	✓	✓	
鄂尔多斯	陇东	T,J	T_3y	✓		✓	✓	✓	✓	✓	
柴达木	花崖	E	E			✓	✓	✓	✓	✓	
	冷湖	J	J			✓	✓	✓	✓	✓	
酒西	玉门	E	K			✓	✓	✓	✓	✓	
百色	百色	E	E				✓	✓	✓	✓	
开鲁		J_3	J_3j	✓			✓	✓	✓	✓	

第五节　烃源岩生烃潜力评价

烃源岩的生烃潜力系指该烃源岩在其成烃演化过程中，从生物化学阶段到最终甲烷化阶段的全过程中所生成油气的总量，亦即最大油气生成量。研究表明，烃源岩的生烃潜力与其有机质丰度、成烃母质类型及其热演化程度密切相关。因此，石油地质学家常以其大小来评价烃源岩品质的优劣。

20 世纪 80 年代以来，烃源岩研究最重要的进展之一就是其生烃潜力的定量评价，可以比较准确地计算出一个盆地或凹陷在整个地质历史时期的油气生成总量，同时，结合现今人们对油气运移和聚集理论的认识，计算出各地质时期油气的排出量，最后利用三维盆地模拟，结合地质分析，预测一个盆地或凹陷的油气资源。

关于各类烃源岩生烃潜力的测定，目前主要采用未成熟烃源岩的岩石评价仪分析，从而求出各类烃源岩生烃潜力的代表值。随着现代分析及模拟技术的发展，人们亦采用热压模拟实验研究各类未成熟烃源岩的成烃过程，分别测算出各类烃源岩不同演化阶段的气、液态烃生成量，为各类烃源岩生烃潜力评价提供依据。

一、烃源岩生烃过程热压模拟实验研究现状和实验方法

早在 20 世纪初，煤化学家为了探讨煤的气化机理，开始对煤进行高温加热实验。到本世纪 60 年代，石油地球化学家为了更好地了解油气生成、运移和聚集的机理，对沉积岩石中有机质的热成熟作用进行了广泛的热模拟研究。

目前，国内外在热压模拟实验研究方面的发展水平已进入低温（不高于 350℃）、长时间（最长达 6 年多）、大进样量（以吨计）以及高温高压控制条件下的专项实验阶段。具体的实验内容主要限于油气生成机制探讨及煤气发生率的研究。80 年代以来，中国石油地球化学工作者在利用热压模拟探讨成烃机制的同时，已开始模拟地下油气生成的主要条件，对各类烃源岩不同演化阶段的油气生成潜力进行测算。

为了给全国油气资源（尤其是天然气资源）预测提供重要参数，依据干酪根热降解生烃原理，选择各类未成熟烃源岩，开展了在恒温 40h 条件下的室内热压模拟试验。各演化阶段生烃量直接进行测算，其模拟累计生烃量视为最大生烃量（或原始生烃量），直接获得了各类烃源岩在不同演化阶段的气、液态烃产率。液态烃中 C_6-C_{14}馏分采用专用装置计量。

在测算各类烃源岩不同演化阶段的气、液态烃产率的同时，还对人工热压模拟过程中不同演化阶段气、液态产物及其生物标志物的地球化学特征进行了研究，获得了各类烃源岩生烃模式的重要资料。

这里重点介绍“密闭式热压模拟”及“内加热压实式模拟”两种实验所取得的成果。

模拟样品为可燃有机岩（包括煤及油页岩）、碎屑岩及碳酸盐岩三大岩类，其中碎屑岩还采集了腐泥型、腐殖型和过渡型烃源岩。地质时代从奥陶纪至第三纪，R_o 值小于 0.6%，T_{max}一般小于 436℃，为未成熟烃源岩，其岩样的产地、地质年代、岩性、母质类型及有机质丰度见表 5－17。

二、各类烃源岩不同演化阶段的气、液态烃产率

为便于统一理解，将有关名词术语的基本概念作一简要介绍。

气态烃：系指热模拟过程中各演化阶段直接由烃源岩中热解出的 C_5 以下的气态烷烃和烯烃。其产率根据计量气体在标准状态下的体积与烃源岩中有机质的含量相比较而获得。

氢气：系指模拟过程中，各演化阶段直接热解出来的氢气。其产率是将绝对产率除以 2 之后，按烃类气体体积统一计算。

热解油：系指烃源岩各热模拟温度段直接从热解产物中冷凝出的液态烃类。其中以 C_6-C_{14}轻质馏分为主，但一般还含有部分 C_{15}以上的馏分。热解油是烃源岩热解液态烃的重要组成之一。在烃源岩热解过程中，除了直接从系统中冷凝出来一部分液态烃之外，还有部分热解产物被烃源岩中的粘土矿物吸附，经氯仿萃取求得沥青“A”含量，与热解油之和为总液态烃。

表 5-17　热压模拟试样的地球化学参数表

采样地区或井号	地层时代	岩性	热演化参数		有机质丰度				母质类型									红外光谱	
									原子比		热解			干酪根镜检					
			R_o (%)	T_{max} (℃)	TOC (%)	氯仿沥青“A” (%)	总烃 (μg/g)	S_1+S_2 (kg烃/t岩)	H/C	O/C	I_H	I_O	Cp/TOC	无定形	壳质组	镜质组	惰性组	2920/1600	1700/1600
山东黄县	E	褐煤	0.42	425	60.80	2.1224	46289	130.1	1.03	0.16	208	19	18.6		1.0	96.0	3.0	0.447	0.470
云南宝秀 ZK-4孔	Q	褐煤	0.21		56.2	2.0599			0.94	0.23					6.0	77.0	17.0	0.331	0.718
扎赉诺尔煤矿	J_3-K_1	碳质泥岩	0.40	425	1.92				0.73	0.17	67	32	6.2					0.68	0.89
云南金锁煤矿	E	褐煤	0.22		54.04	6.6910	4088		0.93	0.24					4.0	85.0	11.0	0.683	0.752
浙江长兴	P	残殖煤	0.60		63.16	3.5420	12613		1.06	0.06					82.83	15.65	1.52	0.896	0.109
山西蒲县	P	浊藻煤	0.45			2.3662	8341		1.08	0.06									
新疆乌苏水电厂	J_{2x}	碳质泥岩	0.42		22.65	0.4428	68							1.25	12.00	79.25	7.50	0.52	0.47
广东茂名	E	油页岩	0.30	436	9.94	0.1903	566	56.65	1.15	0.12	608	14	51					2.008	0.708
泌阳凹陷泌 80 井	$E_{2-3}h_3$	泥岩	0.27	446	4.63	0.7266	4868	340.3										4.3	0.85
廊固凹陷安 29 井	E_2s_3	泥岩	0.32	428	1.83			12.03	1.27	0.15	432	46	38	54.75	21.75	22.75	0.75	1.960	1.251
松辽盆地杜 6-11 井	K_2	泥岩	0.43	434	3.11	0.0498	273	14.57			320	22	28	46.75	16.50	6.75		3.383	0.938
鄂尔多斯盆地环 14 井	O_2p	灰岩	0.60	439	0.49			1.16			213	30	22	86.75		2.75	10.50		
塔里木盆地巴 4 井	C	灰岩	0.42		1.00				0.75	0.14				37.25	5.50	14.00	13.25	0.567	0.336

由表 5－18 可以看出，在 4 种可燃有机岩中，以烛藻煤和油页岩的气、液态烃产率最高，残殖煤居中，一般褐煤(腐殖煤)最高气态烃产率都小于 160m^3/t_{TOM}，液态烃产率小于 50kg/t_{TOM}。各煤种中，仍然是生油潜力越大产气率越高。还可看出，液态烃(热解油＋残余沥青"A")中以 C_6-C_{14}较轻馏分为主，残余沥青"A"中则以非烃重组分为主。在热模拟过程中，烃源岩的热解油和残余沥青"A"同时出现，均存在明显的产率高峰期；对于煤岩，残余沥青"A"高峰在 350℃(相当于 R_o 为 1％)之前，热解油高峰则在 450℃(相当于 R_o 为 1.3％)之后。根据热解油产率高峰一般为 1％～1.3％之后出现和以 C_6-C_{14}馏分为主这一事实，可以推测这一时期已进入有机质高成熟重质组分和长链烷烃进一步裂解的湿气一凝析油阶段。气态烃中氢含量由此进一步增高的事实，也从另一角度支持了上述认识。

残殖煤热解油与残余沥青"A"的分布表明，残殖煤的生油潜力为各煤种之冠，且热解油的演化阶段分布较宽，说明其中有些物质只有在较高演化阶段(600℃)才能热解生烃。

2. *碎屑岩*

表 5－19 为 4 个有代表性的碎屑生油岩样品的热模拟试验结果。

表 5－19 碎屑岩类不同演化阶段的气、液态烃产率表

产地	岩性	R_o (％)	模拟温度 (℃)	气态烃产率 (m^3/t_{TOM})	氢气产率 (m^3/t_{TOM})	烃气＋1/2 氢气产率 (m^3/t_{TOM})	热解油产率 (kg/t_{TOM})	残余沥青"A"产率 (kg/t_{TOM})	热解油＋"A"产率 (kg/t_{TOM})
泌阳凹陷泌80井	泥岩	0.46	250	0.2	23.0	11 7	6.8	92.98	99.78
		0.66	300	3.4	19.1	12.9	17.4	106.09	123.49
		1.03	350	41.3	58.6	70.6	143.6	153.93	297.53
		1.76	400	163.1	73.9	200.05	185.2	22.89	208.09
		2.02	450	315.8	92.9	362.25	61.5		61.5
		2.46	500	474.3	112.2	530.4	21.4		21.4
		2.68	550	613.0	207.7	716.85	11.2		11.2
		3.15	600	555.4	423.2	767			
松辽盆地杜6－11井	泥岩		250	1.27	1.22	1.88		8.94	8.94
		0.67	300	20.50	9.61	25.30	54.34	20.19	74.53
		0.83	350	83.18	7.29	86.33	39.39	3.91	43.30
		1.30	400	158.16	33.97	175.80	15.59	40.12	55.71
		1.76	450	257.73	28.14	271.80	6.43		6.43
		2.20	500	384.82	44.21	406.93			
		2.69	550	309.02	46.15	332.10			
		3.15	600	352.83	49.97	377.81			

续表

产地	岩性	R_o (%)	模拟温度 (℃)	气态烃产率 (m^3/t_{TOM})	氢气产率 (m^3/t_{TOM})	烃气+1/2氢气产率 (m^3/t_{TOM})	热解油产率 (kg/t_{TOM})	残余沥青"A"产率 (kg/t_{TOM})	热解油+"A"产率 (kg/t_{TOM})
新疆乌苏电厂	碳质泥岩	0.52	250	1.73	1.82	2.64		15.93	15.93
		0.79	300	2.26	3.04	3.78		20.42	20.42
		0.92	350	10.07	12.74	16.44	23.97	18.45	42.42
		1.14	400	30.46	16.07	38.49	51.13	7.95	59.08
		1.49	450	106.65	35.96	124.63	44.77	3.61	48.38
		1.76	500	186.26	32.66	202.59	0.44	0.61	1.05
		2.86	550	192.78	117.10	251.33			
		3.43	600	320.88	111.85	376.81			
内蒙古扎赉诺尔煤矿	碳质泥岩	0.61	250	0.63	0.13	0.70			
		0.85	300	5.91	0.24	6.03			
		1.10	350	37.73	3.84	39.65			
		1.21	400	60.01	8.98	64.50			
		1.43	450	113.10	10.31	118.25			
		1.69	500	92.41	14.09	99.46			
		2.09	550	144.39	17.40	153.09			
		3.01	600	205.55	2.27	206.69			

由表可见，泌阳凹陷Ⅰ型干酪根，在模拟温度350℃(R_o=1.03%)之前，气态烃产率随温度增高而增大的幅度小，而液态烃产率增长很快，至350℃时达到最高峰；350℃以后，液态烃产率迅速下降，而气态烃却急剧增加，至600℃达最大值。松辽盆地杜6-11井属Ⅰ型干酪根，其产液态烃高峰的R_o值约为0.83%～1.0%，大于2.0%后液态烃产出全部结束。以上两种类型生油岩与有机质的自然演化规律基本一致。

新疆乌苏碳质泥岩产气率与过渡型干酪根十分接近，且最高热解油量还高达51.13kg/t_{TOM}，接近过渡型干酪根。据显微组分分析，发现其壳质组含量高达12%，且含1.25%的无定型组分，这可能是其具有高产烃潜力的根本原因。扎赉诺尔碳质泥岩则未获得热解油。

3. *碳酸盐岩*

表5-20为两个有代表性岩样的实验结果。

由表可见，无论是环14井碳酸盐岩或巴4井碳酸盐岩，液态烃的高峰均出现于模拟温度350℃(R_o值在1.0%～1.1%之间)，之后则急剧下降，当R_o达1.62%时，液态烃业已消失。此后，则以产气为主，直到模拟温度达600℃时(R_o为3%左右)，环14井碳酸盐岩产气率高达966.3m^3/t_{TOM}(其中包括氢气的折算天然气量143.6m^3/t_{TOM})。如按每立方米原油折合1000m^3天然气计算，该区碳酸盐岩中烃转化率可高达87.31%。Tissot B等(1987)曾用岩石热解仪分

析藻席母质为主的绿河页岩，获得烃降解率(有效碳/有机碳)高达89%。由此比较看来，环14井中奥陶统碳酸盐岩母质确属典型Ⅰ类母质。

表5-20　碳酸盐岩不同演化阶段气、液态烃产率表

产地	R_o (%)	模拟温度 (℃)	气态烃产率 (m^3/t_{TOM})	氢气产率 (m^3/t_{TOM})	气态烃+1/2氢气产率 (m^3/t_{TOM})	热解油产率 (kg/t_{TOM})	残余沥青"A"产率 (kg/t_{TOM})	热解油+"A"产率 (kg/t_{TOM})
鄂尔多斯盆地环14井	0.70	300	4.57	34.80	21.98		9.48	9.48
	1.20	350	132.81	66.81	166.21	27.21	13.24	40.45
	1.53	400	221.65	28.53	235.92		3.81	3.81
	1.83	450	268.47	35.71	286.32		5.00	5.00
	2.05	500	347.50	73.40	384.20		4.60	4.60
	2.64	550	610.20	155.60	688.00			
	3.60	600	822.70	287.20	966.30			
塔里木盆地巴4井	0.55	350	16.81	4.10	18.86		40.00	40.00
	1.04	400	59.88	7.80	63.78	22.5	7.33	29.83
	1.55	450	145.32	9.14	149.89	15.0	2.17	17.17
	1.64	500	154.72	18.54	163.99		2.57	2.57
	1.83	550	194.72	23.52	203.48			
	2.07	570	226.90	26.32	240.06			
	2.89	600	335.14	38.14	354.21			

三、热压模拟中气态烃的演化特征

主要研究 C_1—C_6 的正构烷烃、C_4—C_6 异构烷烃、丙烯烃、氢气及二氧化碳的演化特征。

根据可燃有机岩、碎屑岩和碳酸盐岩三大岩类的13个试样的热压模拟实验，气态烃、氢气及二氧化碳有如下的变化趋势(见图5-41至图5-43)。

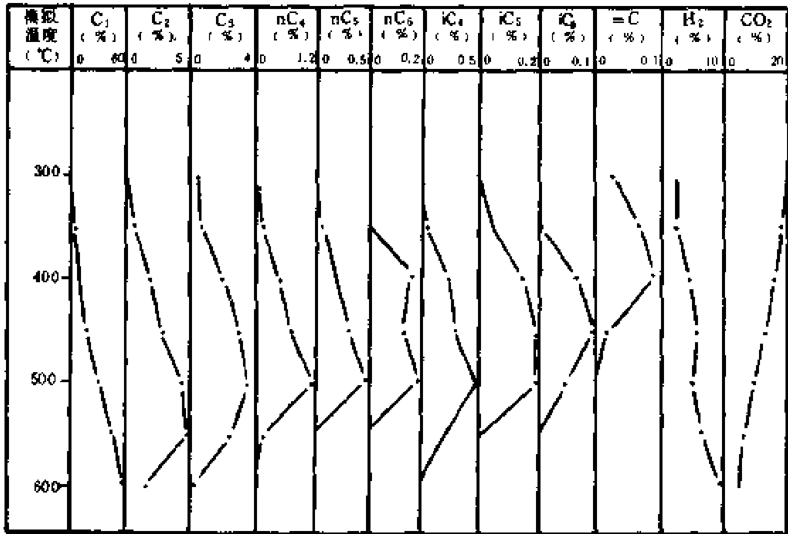


图5-41　山东黄县褐煤(腐殖煤)气态产物组成与模拟温度关系变化图

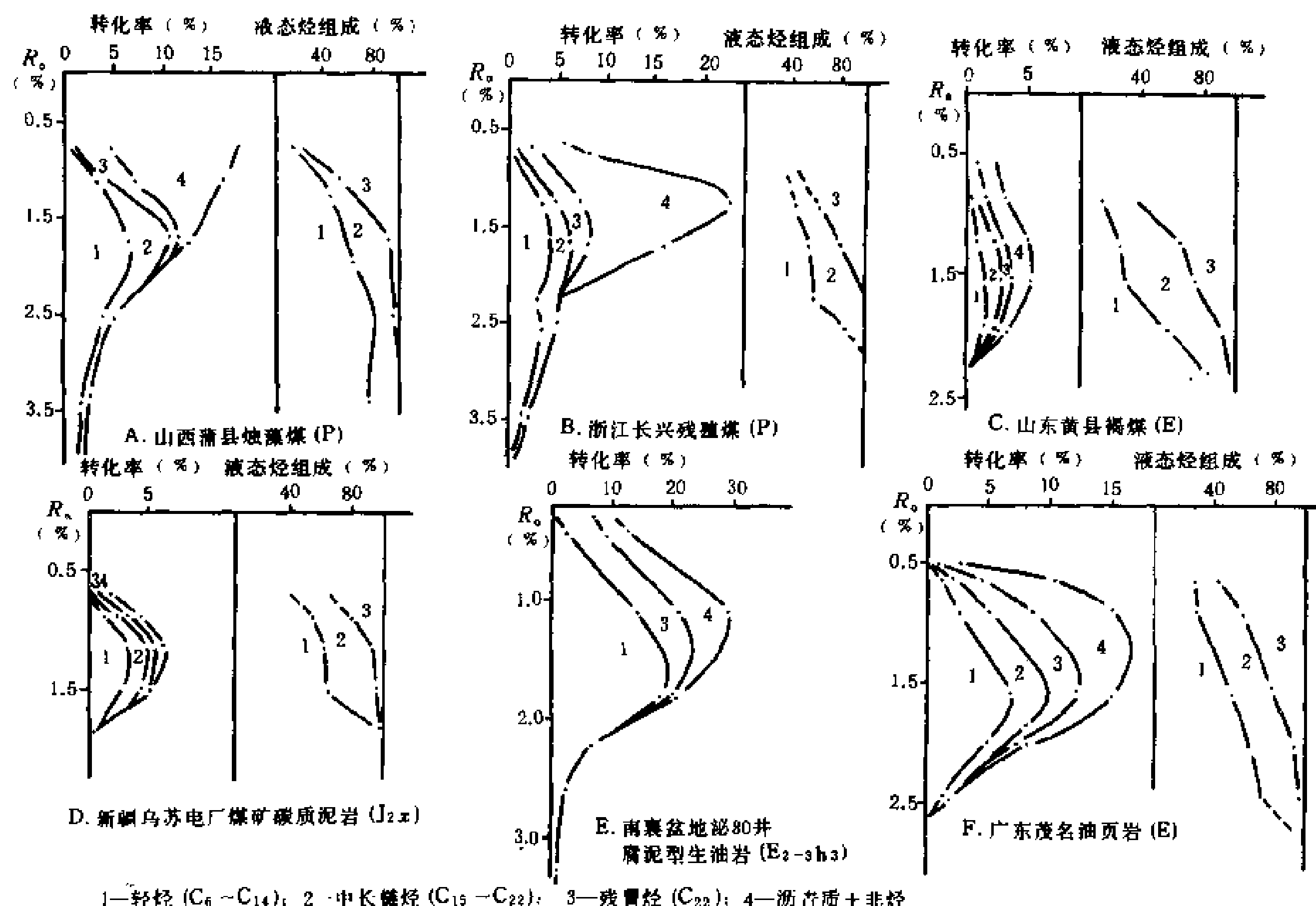
四、热压模拟中液态烃的演化特征

总的看来，液态产物的生成与演化经历了干酪根降解、沥青质与非烃热降解、液态烃热裂解成气的过程。干酪根在低热演化阶段（初始阶段）降解产物中烃类较少，非烃及沥青质相对含量较高。随着干酪根热成熟度增高，非烃及沥青质浓度减少，大量液态烃生成。继而，液态烃在热力作用下裂解，其顺序依次是：长链烃（C_{22+}）→中长链烃（$C_{15}-C_{22}$）→轻烃（C_6-C_{14}）→气态烃（C_5 以下），直至最后生成甲烷。

各种烃源岩液态烃的演化特点分述如下。

1. 烛藻煤

烛藻煤是一种藻类相对富集，同时含有一定数量腐殖组分（镜质、丝质组）的可燃有机岩。有机母质类型相当于Ⅱ$_1$型，其液态烃生成过程与演化特征见图 5－44A。



1—轻烃（C_6-C_{14}）；2—中长链烃（$C_{15}-C_{22}$）；3—残重烃（C_{22}）；4—沥青质＋非烃

图 5－44　中国不同地区不同层位生油岩热压模拟液态烃组成与转化率随 R_o 演化图

转化率为以原始有机质计算的重量转化率

总的看来，R_o 小于 1.10%左右主要产出重质油，R_o 为 1.10%～1.75%左右主要产出轻质油，R_o 大于 1.75%时主要产出凝析油。直至很高的演化阶段（R_o＞3.5%）仍有液态烃产出，这部分液态烃可能是干酪根重排释放出来，其数量有限。

因热解油已单独进行收集，使得残余沥青“A”中以沥青质和非烃为主，烃类组分较少。随着温度的升高，饱和烃、芳香烃、非烃含量增加，沥青质减少。沥青“A”含量在 300℃就达到最高值（14.9%），随后减少以至消失。

2. 残殖煤

残殖煤是稳定组分（壳质、孢子、木栓体等）比较富集，并含有一定量腐殖组分的可燃有机

岩，属II_1型有机母质，具有较高的产油气能力。其液态烃生成过程与演化特征(图5-44B)有以下特点：第一，沥青质和非烃的产率很高，最高达16%左右，而液态烃的产率最高仅达8%左右。第二，其液态烃的产出过程很长，直至R_o为2.55%时，液态烃才出现增高现象，R_o达3.9%左右才消失。这一点与烛藻煤的情况相似。说明残殖煤在高演化阶段不仅可产出气态烃，也可产出少量的液态烃。

加热后残渣中的氯仿沥青"A"含量在350℃达到最高值(17%)。残余沥青"A"中以沥青质和非烃占大多数，饱和烃、芳香烃含量较低。随模拟温度增高，残余沥青"A"中饱和烃逐渐减少，沥青质有所增加。

3. *腐殖煤*

腐殖煤的有机显微组分以镜质组为主，其热压模拟产物以气态烃为主(按热值折算可达15%)，但液态烃的产率仍可达3%～5%(图5-44C)。腐殖煤液态烃的演化特点是生烃高峰期滞后(生烃高峰期的R_o值，轻烃为1.9%，中长链烃为1.5%，残余烃为1.3%～1.4%，而泥岩生烃高峰R_o为1.0%)。造成该现象的原因可能主要是煤在热演化过程中缺乏必要的粘土矿物催化剂。

腐殖煤热压模拟产物中，在模拟温度400℃时(相应的R_o值为1.24%)，氯仿沥青"A"含量最高(3.37%)。饱和烃的高峰期更滞后(R_o为1.53%)。芳香烃产率随热成熟度增高而增大，说明其芳构化程度在不断增强。非烃产率随成熟度增加而规律地减少，表明它在向烃转化。沥青质含量在腐殖煤的热演化过程中变化不大。

4. *碳质泥岩*

碳质泥岩的有机质丰度仅次于煤，母质类型为腐殖型，是天然气的主要烃源岩之一。其液态烃的生成与演化见图5-44D。生油高峰时R_o值为1.1%左右，液态烃产率达5.5%。残留烃和沥青质+非烃产率，在R_o为0.7%时达到高峰值，轻烃、中长链烃在R_o为1.25%时达到转化高峰。R_o为0.8%时，总液态烃中轻烃所占比例为50%，热解油所占比例达80%，主要提供轻质油和凝析油。碳质泥岩与腐殖煤相比，其液态烃的演化明显提前。由于二者的母质类型相似，造成上述差异的主要原因可能是碳质泥岩中粘土矿物含量较高，催化作用较强。

热压模拟后残渣中的氯仿沥青"A"含量在300℃时达到最大峰值(0.48%)，残余沥青"A"族组分中，饱和烃和非烃含量随温度升高而降低，芳香烃、沥青质含量则随着温度升高而增加，与烃源岩的一般自然演化规律基本一致。

5. *腐泥型生油岩*

热压模拟液态烃的生成过程与演化特征见图5-44E，热解油在R_o为0.35%时即开始产出，至进入生油门限，烃产率可达7%左右。R_o为1.1%时，总产率达到高峰值。R_o为1.6%时，热解油产率达到最大值，残留烃、沥青质+非烃产率明显变小，此时已达凝析油阶段。腐泥型生油岩总有机质转化率可达30%，总液态烃转化率可为23%。由于模拟实验时，采用水冷凝的方法，部分轻烃散失，因此实际产率可能更高。

热解油族组成中，以饱和烃占绝对优势，其性质同原油相似。随模拟温度升高，族组成中，饱和烃含量呈降低趋势，芳香烃含量则呈增加趋势，非烃和沥青质也有所增加。氯仿沥青"A"族组成中，也以饱和烃为主，其演化趋势与热解油相似。

6. *油页岩*

属腐殖-腐泥型，有机质丰度较高。其热压模拟液态烃产物的生成过程与演化特征见图5-44F。R_o为0.5%时开始有轻烃和中长链烃析出，R_o达0.9%时，残留烃及非烃+沥青质转化

率达到最高值，R_o为1.25%时，中长链烃产率达到最高值。轻烃产率在R_o为1.70%时达到产出高峰，随后逐渐减少，以至消失。整个演化过程中，轻烃、中长链烃占总液态烃中的比例不断增大，油质变轻，R_o为1.25%～1.75%时，为轻质油阶段，R_o大于1.75%则进入凝析油阶段。

加热后残余氯仿沥青“A”含量在350℃时达到最大值(1.16%)，族组成中，饱和烃含量大于芳香烃含量，随着模拟温度的升高，芳香烃及沥青质含量逐渐增加。

五、热压模拟中固体产物的地球化学变化

对试样模拟温度系列进行了有机显微组分(煤岩成分)鉴定和定量统计，其结果列于表5-21。

表5-21 烃源岩有机显微组成定量统计表

样品名称	模拟温度(℃)	镜质组(%)	稳定组(%)					惰性组(%)			
			孢子体	藻类体	树脂体	角质体	总计	丝质体	半丝质体	惰质体	总计
山东黄县褐煤	未加热	70.98	1.53	1.91	1.92	1.15	6.51			2.20	2.29
	300	68.98	1.34	0.19	0.77	0.38	2.68	2.67	1.34	2.17	6.19
	350	72.21	1.38		0.39	1.77	3.54	1.77	1.38	1.10	1.27
	400	74.20	0.38			0.38	0.76	1.33	0.78	0.75	3.41
	450	71.66	0.39			0.39	0.78	2.58	0.33	0.78	3.69
	500	73.90						2.50		0.83	3.33
	550	75.97								0.83	0.83
	600	75.95									
扎赉诺尔泥岩	未加热	94.30					1.40				2.52
	250	98.09					0.48				0.48
	300	95.67					0.22				0.87
	350	96.27									1.77
	400	97.09									1.60
	450	96.58									1.86
	500	97.80									1.20
	550	94.18									2.86
	600	95.68									3.48
广东茂名油页岩	未加热	5.00					5.90				81.63
	250	2.10					1.09				47.80
	300	2.99					0.43				36.03
	350	5.98					0.42				9.04
	400	3.54					0.20				1.90
	450	4.74									
	500	4.74									
	550	2.68									
	600	3.69									

此项研究结合荧光分析和显微镜的反射光观察，较系统地揭示了热压模拟过程中煤岩的显微组成变化。实验结果表明，稳定组分中孢子体、藻类体、树脂体及角质体的荧光性及其形貌和结构变化均与其液态烃产率的变化密切相关，这进一步揭示了稳定组分是液态烃的主要提供者。模拟温度在350℃之前，稳定组分中树脂体和角质体"消失"，也表明它们是未成熟—低成熟阶段凝析油和轻质油的主要提供者。在热模拟过程中，镜质和惰性组中的半丝质体和惰质体的变化及其与油气的关系尚需深入进行研究。

为了进一步研究热压模拟过程中干酪根的结构变化，研究了 H/C 及 O/C 原子比与模拟温度的关系（图 5-45）。其结果与干酪根的自然演化规律接近，说明其模拟过程中所获参数基本可信。

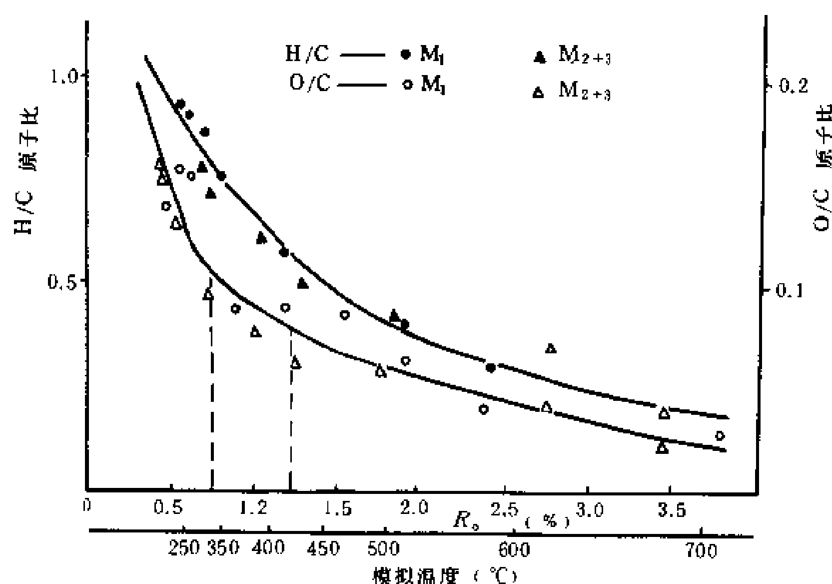


图 5-45 周口盆地任 2 井 K_1 生油岩干酪根 H/C 原子比、O/C 原子比与模拟温度关系图

M_1，M_{2+3}代表不同井段的样品

此外，为了探讨有机质热演化过程中碳同位素的分馏作用及其变化规律，分别测试了不同模拟温度下干酪根的气态产物甲烷、乙烷、丙烷、二氧化碳的碳同位素，和个别系列模拟温度下热解油和残余干酪根碳的同位素（图 5-46）。其变化趋势表明，有机质在热演化过程中，碳同位素分馏在持续地进行着。由于$^{12}C-^{12}C$ 及$^{13}C-^{13}C$ 结合键能的差异，前者断裂时所需的热能较后者低，在相同热力作用下，产物中一般富含^{12}C。又因碳的两种稳定同位素^{12}C和^{13}C 的丰度分别为 98.87%～98.98%和 1.02%～1.13%，稳定碳同位素中^{13}C 的丰度本来就远低于^{12}C，因此，一般有机物质中 $\delta^{13}C$ 值为负值。但在热演化过程中，在热力作用不断增强的条件下，$^{12}C-^{13}C$ 断裂的几率不断增大，从而使热演化产物中^{13}C 的相对浓度增大。随着热压模拟温度增高，其产物中更富含^{13}C，结果使 $\delta^{13}C$ 值逐渐增大。至于在液态窗高峰阶段 $\delta^{13}C$ 值出现偏负的现象，可能与这一阶段干酪根大量热降解成烃，使本来^{12}C 的丰度远高于^{13}C 丰度这一基本面貌，掩盖了由热力作用而增加^{13}C 的局面，从而使产物中 $\delta^{13}C$ 值偏负。

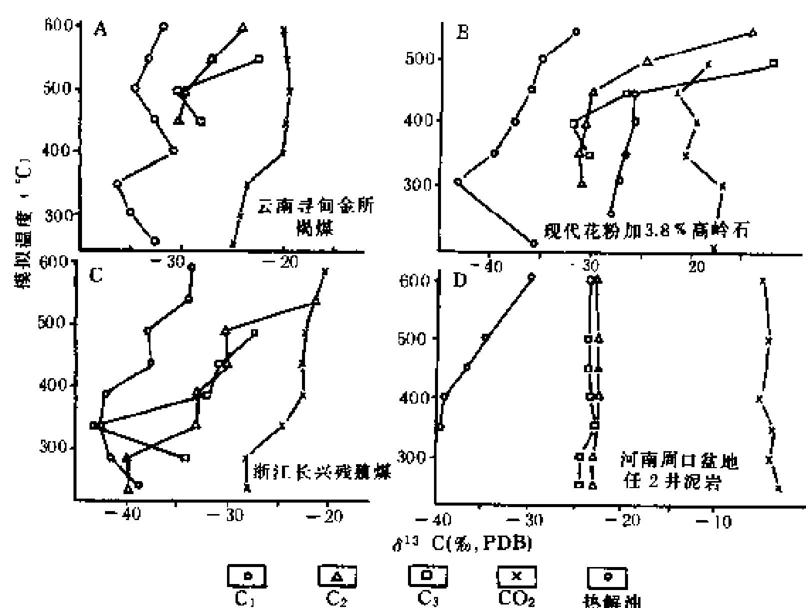


图 5-46　生油岩热压模拟气态产物的碳同位素值与温度关系变化图

六、各类烃源岩的成烃模式

根据干酪根热降解成烃理论和对中国未成熟陆相碎屑岩、海相碳酸盐岩和可燃有机岩（包括各类褐煤、油页岩）三大岩类的热压模拟实验所获得的资料，建立以下 5 种成烃模式。

1. 腐泥型（Ⅰ）干酪根

以泌阳凹陷泌 80 井核桃园组泥岩热压模拟资料为代表。Ⅰ型干酪根液态烃的成烃高峰在 R_o 为 1%左右，此时烃转化率高达 36.81%，其中液态烃转化率达 29.75%，直至 R_o 达 1.7%，气态烃产率才超过液态烃。Ⅰ型干酪根液态烃消失时 R_o 为 2.7%，比自然演化或人们习用液态烃结束时的 R_o 值高得多，这一现象尚需进一步研究。其最高转化率可达 76.7%，也比自然演化情况下要高，这主要是因为模拟过程中收集和计量了 C_6-C_{14}这部分烃类（图 5-47A）。

2. 腐殖-腐泥型（Ⅱ$_1$）干酪根

以广东茂名下第三系油页岩为代表。其成烃演化模式类似腐泥型干酪根，只是累计烃转化率略低（52.3%）。其次，液态烃出现时间持续较长，当 R_o 达到 2.5%后才结束。第三个特点是液态烃的高峰值明显靠后（R_o=1.76%）。R_o 超过 1.8%以后，气态烃转化率才明显高于液态烃，从而进一步说明，该类型在液态窗演化阶段一般仍以生油为主（图 5-47B）。

3. 腐泥-腐殖型（Ⅱ$_2$）干酪根

以冀中坳陷安 29 井沙三段（E_2s_3）泥岩为代表。最大特点是产气态烃为主。在 R_o 为 0.66%时气态烃转化率就已超过了液态烃，最终转化率累计高达 35.17%，而液态烃最高仅 6.47%。液态烃结束时 R_o 为 2.0%，显然比Ⅰ型及Ⅱ$_1$型早一些。这种干酪根，无定型占 54.8%，壳质体占 21.3%，镜质组占 22.8%，惰性组仅占 0.6%。说明该类母质属于以高等植物为主的母源输入（图 5-47C）。

4. 腐殖型（Ⅲ）干酪根

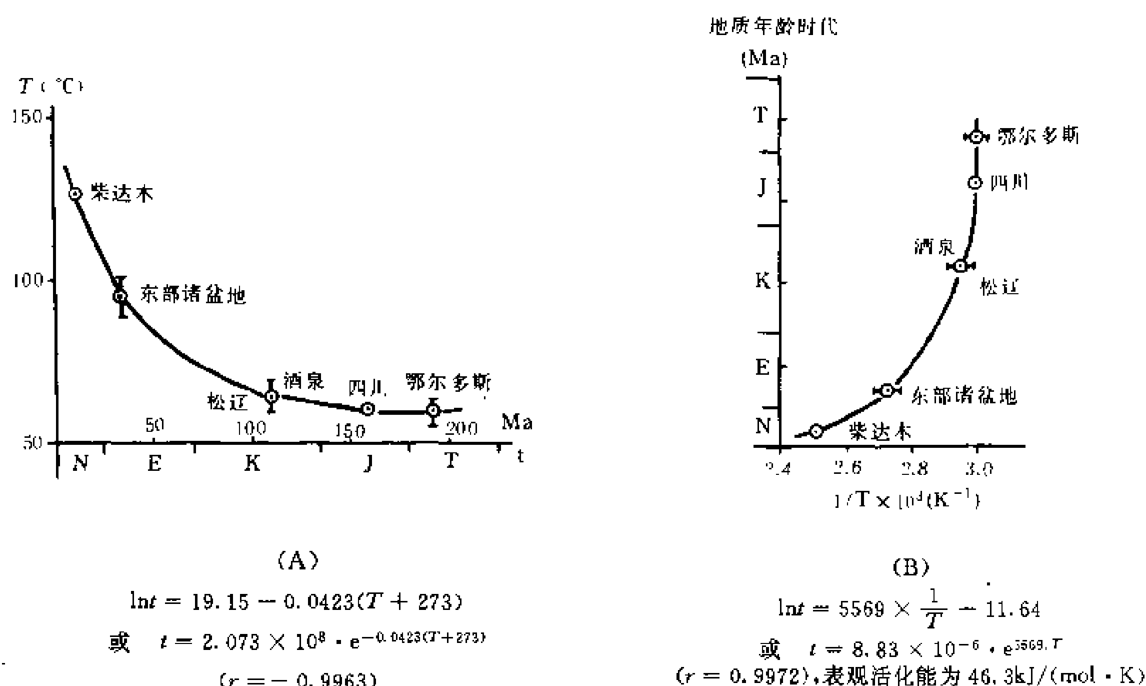
以新疆乌苏碳质泥岩为代表。其液态烃高峰阶段 R_o 为 1.10%，结束时 R_o 为 2.5%，说明

表 5-22　中国陆相生油气层评价表

项目＼等级	好生油层	中等生油层	差生油层	非生油层
岩相	深湖—半深湖相	半深湖—浅湖相	滨浅湖—沼泽相	河流相
干酪根类型	腐泥型	过渡型	腐殖型	腐殖型
H/C 原子比	1.7～1.3	1.3～1.0	1.0～0.5	1.0～0.5
有机碳含量(%)	3.5～1.0	1.0～0.6	0.6～0.4	<0.4
氯仿沥青"A"含量(%)	>0.12	0.12～0.06	0.06～0.01	<0.01
总烃含量(μg/g)	>500	500～250	250～100	<100
总烃/有机碳(%)	>6	6～3	3～1	<1

中国陆相烃源岩干酪根类型多种多样，但以腐泥型和过渡型为主(参见图 5-5)。

5)陆相烃类和海相烃类一样，是由岩石中的干酪根在一定埋深的热力条件下裂解生成的。根据 5 个不同时代烃源岩生油门限数据，其生油门限的温度与时间的关系如图 5-48 所示。



(A)

$\ln t = 19.15 - 0.0423(T + 273)$

或　$t = 2.073 \times 10^{8} \cdot e^{-0.0423(T+273)}$

$(r = -0.9963)$

(B)

$\ln t = 5569 \times \frac{1}{T} - 11.64$

或　$t = 8.83 \times 10^{-6} \cdot e^{5569/T}$

$(r = 0.9972)$，表观活化能为 46.3kJ/(mol·K)

图 5-48　中国中、新生代陆相烃源岩生油门限的时间与温度关系曲线图

(据黄第藩等，1982 补充)

6)揭示了陆相干酪根热解成烃的热动力学机制，认为成烃反应过程大体分两步进行，第一步是成熟干酪根分子与其他分子(邻近的干酪根分子或粘土矿物)相互碰撞而获得能量，先生成一种重质可溶的中间产物；第二步是这种中间产物发生裂解，生成可气化的油气和部分残碳(图 5-49)。

从陆相油气生成包括有机质成烃及油气演化过程的观点出发，可将有机质成烃演化模式概括为图 5-50，该模式既表示了成煤环境和成油环境，以及母质类型和成烃潜力的差别，又表示了成岩作用过程中有机质成烃演化的不同阶段的产物，反映出陆相含油气盆地中不同成

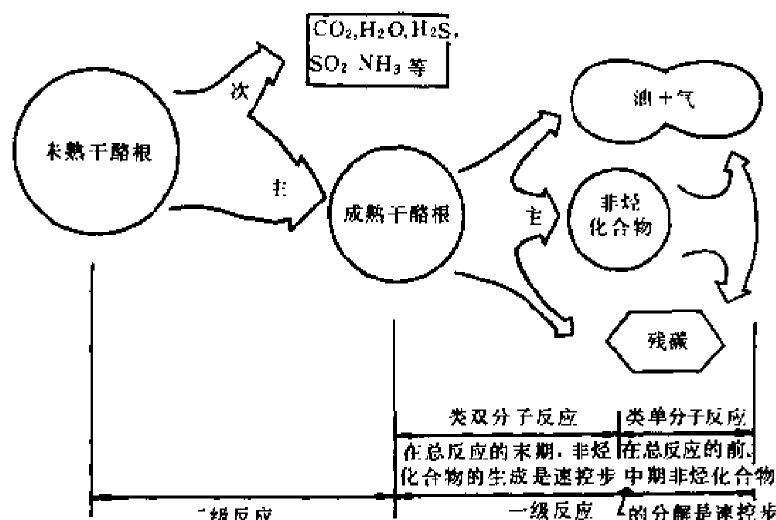


图 5-49　干酪根降解成烃机理模式图

熟度石油组成的系列。

关于海相和陆相油气生成，就其机制而言并无差别，只是由于沉积环境及岩石类型、母质输入、成岩作用及排烃条件等的不同，相应在油气性质方面也有较大差别（表 5-23）。

表 5-23　海相、陆相油气生成主要差异对比表

项目		陆相	海相
沉积环境	沉积相	深水—半深水湖相	陆棚相，台内较深水相
	水介质	低矿化度淡水—半咸水为主	中矿化度咸水
岩石类型	生油岩岩性	暗色泥质岩	暗色纹层状灰质泥岩，暗色泥晶灰岩
	岩石成分	富含硅铝酸盐粘土	富含碳酸钙、镁
成岩作用		压实作用为主	化学结晶作用为主
沉积有机质	有机质来源	湖生低等生物及陆源植物（富含蜡质）	藻类及细菌（富含类脂）
	干酪根类型	中间型—偏腐泥型，H/C 原子比为 1.0～1.3	腐泥型为主，H/C 原子比多为 1.2～1.5
	有机碳含量	0.4%～2.0%	碳酸盐岩常大于 0.3%（中国取值>0.1%），泥岩大于 0.49%
热演化作用	生油岩烃转化率	显微组分复杂，多阶段成烃，时间长，一般大于 3%～5%	显微组分相对简单，成烃时间短，一般大于 5%～10%
	原油成熟度	正常	明显见到迟缓熟化效应
排烃运移		难排烃，短距离运移	易排烃，长距离运移
原油性质	物性	高蜡（>8%），低硫（<0.5%）	低蜡（<8%），高硫（>0.5%）
	饱和烃	大于 40%～60%，富含长链烷烃（>nC_{30}）。	一般 30%～40%，长链烷烃稀少
	芳香烃	一般 20%～30%	一般 30%～40%，富含噻吩类化合物
	非烃	5%～10%	常大于 10%
	微量元素	低钒高镍，V/Ni<1	高钒低镍，V/Ni>1

综上所述，中国陆相油气生成已成为具有中国特色的系统理论。近几年，又不断向广度和深度发展，主要有以下几个方面：

成为油气勘探的决策依据。在石油地球化学研究的基础上，结合地震信息、测井资料，可以对一个勘探盆地的油气远景、区带含油气评价及探井井位优选作出贡献。

4）油气生成室内模拟试验研究，除对油气生成取得试验证据外，还为盆地模拟提供理论基础和依据，使油气资源评价更加接近实际。

第七节　中国海相生油岩

中国海相生油岩发育于古生界，主要分布于塔里木盆地、鄂尔多斯盆地、华北地区和南方的四川盆地、滇黔桂、鄂湘赣、苏浙皖等地区。

一、生油岩的岩石类型与分布

1. 岩石类型

海相生油岩的岩石类型主要有泥质岩和碳酸盐岩两类。前者包括暗色泥岩、页岩、油页岩、碳质页岩和暗色粉砂质泥岩等；后者指暗色泥晶灰岩、藻灰岩以及泥晶生物灰岩等。

2. 生油岩分布及其形成的环境模式

（1）分布

中—上元古界：主要见于华北北部的燕山地区。其中中元古界蓟县系和长城系以灰岩、白云岩为主，夹少量泥岩；上元古界青白口系下部以泥岩为主，上部为碳酸盐岩。

上震旦统：主要发育于南方的四川盆地、滇黔桂、湘鄂赣和苏浙皖等地区。下部多为泥质岩，上部则以碳酸盐岩为主。

寒武—奥陶系：分布于塔里木盆地、鄂尔多斯盆地、华北和南方地区。其中塔里木盆地、鄂尔多斯盆地和华北地区的寒武—奥陶系以碳酸盐岩为主，泥岩次之。南方地区的寒武系则以泥岩为主，夹碳酸盐岩，奥陶系的碳酸盐岩与泥岩并重。

志留系：分布于塔里木盆地和南方的滇东、黔北、湘鄂西和苏浙皖等地区。以泥岩为主，夹少量碳酸盐岩。

泥盆系：分布于南方的黔南、桂中和湘中地区。下部多泥质岩，上部以碳酸盐岩为主。

石炭系：分布于塔里木盆地和南方地区。塔里木盆地的石炭-二叠系（以石炭系为主）由泥岩和碳酸盐岩组成，两者都较发育。南方地区的石炭系分布范围基本上同于泥盆系，以碳酸盐岩为主。

二叠系：主要分布于南方的四川盆地、滇东、桂西、湘鄂赣和苏浙皖等地区。以碳酸盐岩为主，夹泥岩和煤层。

中、下三叠统：发育于南方的四川盆地，湘鄂赣、苏浙皖以及滇黔桂的南盘江地区。除南盘江地区以泥质岩为主外，其他地区多为碳酸盐岩，上部夹石膏层。

（2）生油岩形成的环境模式

在海侵或构造作用下，大致可出现三种利于生油岩形成的环境。一种是上升洋流控制的缓坡陆棚环境，一种是滞流盆地环境，还有一种是海湾泻湖环境。

上升洋流控制的缓坡陆棚，一般可以由浅水区平缓地延伸至深水区，波及的范围较广。上升洋流的海水通常较正常海水温度高，并携带有生物繁殖所需要的多种营养物，因此表层水中繁殖了大量的生物。生物的高产率、高死亡率，造成有机质在海底的迅速堆积，从而耗掉海底水中的氧，形成还原条件。与上升洋流有关的生油岩的典型实例是下寒武统水井沱组（牛蹄塘组、荷塘组）。

滞流盆地环境的形成，与海底地形关系极为密切，尤其在有海底山存在的地方，阻止了水的侧向运移，限制了表层含氧水与深部水的混合，从而形成滞流缺氧环境。

海湾泻湖环境的生油岩与煤系有关。主要见于温暖的气候下，灌木、水草大量生长和埋藏的沼泽地带，这类生油岩分布于华北的石炭系和南方上二叠统。

二、生油岩有机地球化学性质

1. *有机质丰度*

几个盆地的有机质丰度数据表明，中国海相生油岩有机质丰度普遍较低，尤其是碳酸盐岩（表 5-24）。这里着重论述碳酸盐岩生油岩有机质丰度下限值，以及有机质丰度的分布和影响因素。对于碳酸盐岩生油岩内的类别，未作进一步的划分。

（1）碳酸盐岩生油岩有机质丰度的下限值

对于海相泥质生油岩，可引用陆相泥质生油岩的丰度指标，一般认为有机质丰度的下限值为：有机碳 0.4%，氯仿沥青“A”0.01%，总烃 100μg/g[❶]。对于碳酸盐岩生油岩的丰度指标，虽然国内外许多学者做过研究、讨论，但并没有取得一致的认识。目前国内一般采用黄第藩等（1992）提出的碳酸盐岩生油岩有机质丰度的下限值指标是：有机碳 0.1%，氯仿沥青“A”0.005%，总烃 40μg/g。

必须强调，应用上述有机碳、氯仿沥青“A”与总烃等指标综合判识，比只用有机碳单项指标更可靠。这样可以把一部分有机碳含量较高，成熟度也很高（R_o>1.5%）的已无生油能力的气源岩与油源岩区分开来。

（2）有机质丰度的分布

由表 5-24 可见，海相生油岩有机质丰度分布具有以下特征：①有机质丰度普遍较低，尤其是氯仿沥青“A”和总烃含量；②不同层系的生油岩的有机质丰度不同，二叠系最高，而下三叠统和奥陶系较低；③在相同层系中，泥岩的有机碳含量明显高于碳酸盐岩。

显然，有机质丰度受沉积环境、生物来源和有机质热演化等因素控制，也与碳酸盐岩特殊的成岩作用有关。

（3）碳酸盐岩与泥岩有机质丰度差别的原因

据 Gehman H M（1962）对现代碳酸盐岩和泥岩中的有机质丰度的研究，现代碳酸盐沉积的有机碳含量平均为 1.2%，而古代碳酸盐岩有机碳含量平均为 0.24%，平均烃含量为 98μg/g；现代泥质沉积的有机碳含量平均为 1%，古代页岩的有机碳含量平均为 1.14%，平均烃含量为 96μg/g。据这些数据看，碳酸盐岩有机碳古代为现代的五分之一左右，页岩却没有多大变化，而两者烃含量却很接近，这意味着碳酸盐岩的烃与有机碳的比值，比页岩高得多。

古代碳酸盐岩有机质低于页岩的一个重要原因是粘土矿物具有吸附大量有机质的性能，而方解石、白云石的吸附力很小。同时在其成岩作用中，后者由于重结晶作用又排除出一部分有机质。但是由于碳酸盐岩中的有机物质基本源于藻类等低等水生生物和菌类，保留下来的主要是成烃潜力很高的类脂物，加之碳酸盐烃源岩孔隙度低，吸附能力低，微裂缝发育，烃类易于排出，因此，尽管碳酸盐岩有机碳含量较低，而其有效成烃潜力仍不可低估。

2. *干酪根类型*

中国海相生油岩热演化程度一般较高，影响干酪根类型的判识。因此应分别研究干酪根的原始和现实状态。

---

❶ 黄第藩等. 1992. 塔里木盆地东部原油和古生界烃源岩的地球化学及主力油源问题的研究. 内刊资料

表 5-24　中国几个盆地海相生油岩有机质丰度数据表[1]

层系	滇黔桂地区 碳酸盐岩 TOC (%)	滇黔桂地区 碳酸盐岩 氯仿沥青"A" (%)	滇黔桂地区 泥岩 TOC (%)	滇黔桂地区 泥岩 氯仿沥青"A" (%)	层系	中扬子区 碳酸盐岩 TOC (%)	中扬子区 碳酸盐岩 氯仿沥青"A" (%)	中扬子区 碳酸盐岩 HC (μg/g)	中扬子区 泥岩 TOC (%)	中扬子区 泥岩 氯仿沥青"A" (%)	中扬子区 泥岩 HC (μg/g)	层系	下扬子区 碳酸盐岩 TOC (%)	下扬子区 碳酸盐岩 氯仿沥青"A" (%)	下扬子区 碳酸盐岩 HC (μg/g)	下扬子区 泥岩 TOC (%)	下扬子区 泥岩 氯仿沥青"A" (%)	下扬子区 泥岩 HC (μg/g)
T_1	0.12	0.0043	0.23	0.0036	T_1	0.11	0.0094	57	0.35	0.0225	137	T_1	0.09	0.0117	101	0.65	0.0626	362
P_1	0.17	0.0049	1.14	0.0150	P_1	0.44	0.0129	69	2.42	0.0467	54	P_1	0.41	0.0241	122	1.74	0.0531	312
C_1	0.18	0.0049	0.65	0.0065	S_1	0.08	0.0032	15	0.25	0.0124	55	D	0.43	0.0053	41	1.34	0.0152	90
D_1	0.45	0.0029	0.47	0.0056	O	0.10	0.0047	24	0.47	0.0078	36	O	0.11	0.0038	—	0.29	0.0540	—
S_1	1.28	0.0091	0.33	0.0068	$\in_1$	0.17	0.0049	22	0.98	0.0103	17	∈	0.13	0.0066	—	0.26	0.0138	63
O_1	0.1	0.0082	0.15	0.0081	Z_2	0.21	0.0080	57	1.23	0.0041	5	Z_2	0.27	0.0051				
$\in_1$	0.12	0.0082	1.13	0.0040														
Z_2	0.17	0.0085	0.76	0.0061														
	四川盆地					塔里木盆地							鄂尔多斯盆地					
T_1	0.11～0.22				P	1.265	0.0308	60	0.62	0.0159	133	O	0.19			0.69		
P_2	0.1～0.4	0.0100～0.0200	2.0～4.0	0.0100～0.0250	C	0.382	0.0069	79	0.793	0.0176	169	∈	0.10			0.17		
P_1	0.4～0.65	0.0070～0.0180	0.6～1.2	0.0050～0.0120	O	0.14	0.0069	63	0.32	0.0032								
S	0.1～0.4	0.0040～0.0070	0.5～1.0	0.0080～0.0220	∈	0.36	0.0086		1.48	0.0100								
O_1	0.15～0.4	0.0030～0.0180	0.35	0.0250														
$\in_1$	0.1～0.12		0.4～1.5	0.0040～0.0060														
Z_2	0.12																	

①黄第藩等，1987，1988，周口盆地下白垩统生油岩的地球化学和油源评价

(1)干酪根原始类型

主要依靠碳同位素进行判识。干酪根在热降解过程中，富重碳同位素的二氧化碳与富轻碳同位素的甲烷同系物同时产生、释放。这种补偿效应，使得干酪根自身的碳同位素变化不大(黄第藩等，1987，1993)，其数值主要取决于原始生源物质的性质。

如果将干酪根碳同位素 $\delta^{13}C$ 大于－25‰定为Ⅲ型(腐殖型)，－25‰～－28‰定为Ⅱ型(混合型)，小于－28‰定为Ⅰ型(腐泥型)(黄第藩等资料，1988)，以滇黔桂、中下扬子区为例，不同层系的碳同位素分布很有规律(图 5－51)。下古生界干酪根碳同位素低，属Ⅰ－Ⅱ型，以Ⅰ型为主。而上古生界和下三叠统，碳同位素分布范围宽，类型较为多样，既有Ⅰ、Ⅱ型，也有Ⅲ型。这种分布模式具有普遍性，四川、塔里木盆地等都与上述情况类似。

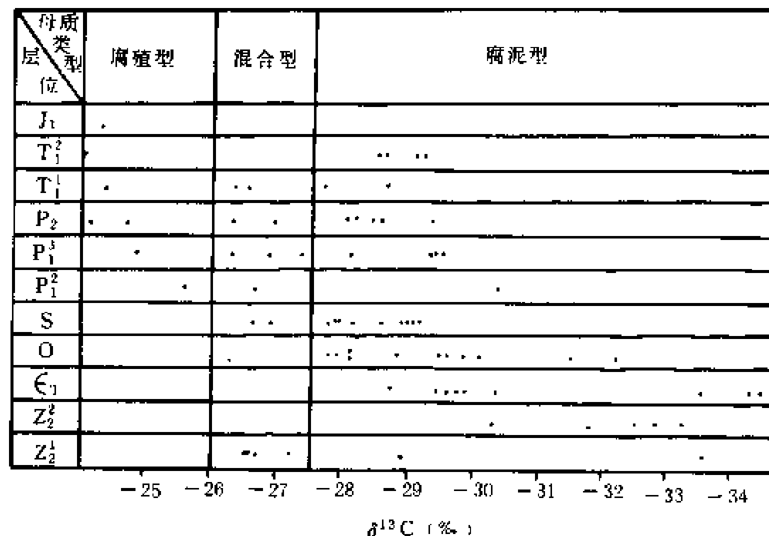


图 5－51 滇黔桂及中、下扬子地区干酪根 $\delta^{13}C$ 与类型关系图
(据童箴言，1990)

这是由于自元古代至早古生代，有机质主要为藻类、细菌和低等浮游生物，富含类脂物，形成较为单一的Ⅰ－Ⅱ型干酪根。而进入晚古生代后，陆源生物开始出现并逐渐繁盛，导致干酪根类型的复杂化。

(2)干酪根现实类型

不仅与原始母质有关，也受有机质演化程度的影响。如用 $\delta^{13}C$ 判识塔里木盆地的干酪根原始类型，而用 H/C 原子比判识干酪根的现实类型，从它们的关系图(图 5－52)可以看出，满西 1 井和巴楚地区的石炭系，两项指标均判识为Ⅰ－Ⅱ型；对于奥陶系，轮南 1 井和库南 1 井由 $\delta^{13}C$ 判识都属Ⅰ－Ⅱ型干酪根，然而两口井的 H/C 原子比却大不一样，前者仍属Ⅰ－Ⅱ型，而后者明显降为Ⅲ型。

以上说明，塔里木盆地的石炭系干酪根的现实类型与原始类型基本一致，属Ⅰ－Ⅱ型。而奥陶系的原始类型属Ⅰ－Ⅱ型，现实类型既有保留了原始而貌的Ⅰ－Ⅱ型，也有已经降为Ⅲ型的。后者称为衍生Ⅲ型干酪根。

综上所述，海相生油岩干酪根原始类型一般较好，它们具有较强的成烃能力。干酪根现实类型与原始类型基本一致的生油岩，是良好烃源岩。而衍生的Ⅲ型干酪根，则可以作为一种较差的烃源岩(以成气为主)看待。

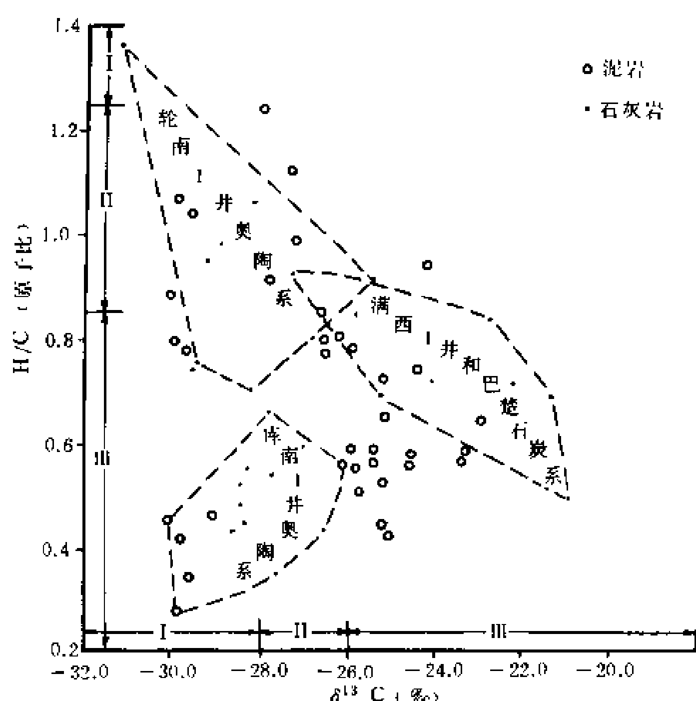


图 5-52 塔里木盆地干酪根 H/C 原子比与 $\delta^{13}C$ 值关系图

（据王会祥等，1991）

3. 成熟度

中国海相地层由于发育的时代早，埋藏一般较深，成熟度普遍偏高，主要处于成熟、高熟和过熟三种阶段，未见未成熟生油岩。其分布如下。

（1）演化程度过高的区域

其特征是不仅下古生界生油岩有机质已经过熟，而且上古生界和下三叠统也已进入高熟或过熟阶段。这种区域包括四川盆地，滇黔桂的南盘江、黔南、赤水，以及中扬子的建南、当阳等地区。分布相当广泛。

（2）演化程度较高区域

下古生界生油岩有机质已进入过熟阶段，而上古生界一般仍停留在成熟阶段。包括湖北沉湖、安徽巢湖、浙北煤山、江苏句容等地区和塔里木盆地等。

（3）演化程度较低的区域

上古生界生油层有机质一般处于成熟阶段，甚至下古生界的某些层系或元古界的生油岩仍停留在成熟阶段。前者如黔东的凯里地区，其志留－奥陶系生油岩还处于成熟阶段；后者如华北北部的下花园、兴隆和平泉等地区，元古界生油岩还停留于成熟阶段。

应当指出，上述归纳只能反映区域内海相生油岩有机质演化程度的概略面貌。

影响生油岩有机质成熟度的因素是多方面的，其中温度可能是主要的。而温度又受埋深、大地热流和地温梯度等的制约。一般情况下，在其他条件相似的地区，古温度与埋深的关系特别密切。郝石生等（1990）统计了华北地区几个区块的地层厚度和对应的古温度资料（表 5-25，5-26），如平泉、兴隆等区块的元古界雾迷山组－下马岭组，在晚二叠世末的埋深为 2507～1913m 和 2547～1695m，相应古地温分别为 51.1～44.6℃和 53.2～43.9℃，直至前者上覆了三叠系 937m，后者上覆侏罗系 1200m 后，古地温才达到 93.1～84.0℃和 92.3～79.5℃，有机质演化程度才进入成熟阶段，并保持下来。

表 5－25 华北地区地层厚度数据表

（据郝石生等，1990） 单位(m)

地区＼地层	Jx*h* 洪水庄组	Jx*t* 铁岭组	Qb*x* 下马岭组	Qb*ch*—Qb*j*	∈	O	C－P	T	J	E	N
平泉	77	367	150	70	597	754	492	937			
兴隆	156	432	264	242	473	800	270 (180)		1200		
蓟县	131	325	177	232	580	740	500 (100)		(1500)		
京 101 井	69	304	139	165	400	612	168 (200)			897 (500)	746
十三陵	101	210	249	193	655	681	(715)		3500		
下花园	40	200	442	100	(500)	—	(250)		2500		

注：括号内数据为恢复的地层厚度；“—”表示无沉积。

表 5－26 华北地区烃源岩层系古地温演化表

（据郝石生等，1990） 地层顶面温度(℃)

地区	层位＼时代	Qb*j* 末	∈末	O 末	P 末	T 末	J 末	E 末	N 末
平泉	Qb*x*	15.1	25.5	33.8	44.6	84.2	≤84.2		
	Jx*t*	17.3	27.2	35.5	46.3	86.4	≤86.4		
	Jx*h*	22.8	31.2	39.5	50.3	91.9	≤91.9		
	Jx*w*	24.0	32.1	40.0	51.1	93.1	≤93.1		
兴隆	Qb*x*	17.6	25.2	34.3	43.9	≤43.9	79.5	≤79.5	
	Jx*t*	21.6	28.1	36.9	46.8	≤46.8	83.5	≤83.5	
	Jx*h*	28.1	32.8	41.6	51.5	≤51.5	90.0	≤90.0	
	Jx*w*	30.4	34.5	43.3	53.2	≤53.2	92.3	≤92.3	
蓟县	Qb*x*	17.5	27.0	35.1	48.3	≤48.3	95.6	≤95.6	
	Jx*t*	20.1	28.9	37.0	50.2	≤50.2	98.2	≤98.2	
	Jx*h*	25.0	32.5	40.6	53.8	≤53.8	103.1	≤103.1	
	Jx*w*	27.0	34.0	42.1	55.3	≤55.3	105.1	≤105.1	
冀中京 101 井	Qb*x*	16.5	23.0	29.7	37.8	≤37.8		82.6	90.0
	Jx*t*	18.6	24.5	31.1	39.4	≤39.4		84.7	92.1
	Jx*h*	23.1	27.9	34.6	42.7	≤42.7		89.3	96.6
	Jx*w*	24.2	28.6	35.4	43.5	≤43.5		90.3	97.7
十三陵	Qb*x*	16.9	27.9	35.4	51.1	≤51.1	131.0	≤131.0	
	Jx*t*	20.6	30.0	38.1	53.9	≤53.9	134.7	≤134.7	
	Jx*h*	23.8	33.0	40.5	56.2	≤56.2	137.9	≤137.9	
	Jx*w*	25.3	34.1	41.6	57.3	≤57.3	139.4	≤139.4	
下花园	Qb*x*	15.5	24.1	≤24.1	29.6	≤29.6	78.0	≤78.0	
	Jx*t*	22.1	29.0	≤29.0	34.5	≤34.5	84.6	≤84.6	
	Jx*h*	25.1	31.2	≤31.2	36.7	≤36.7	87.6	≤87.6	
	Jx*w*	25.7	31.6	≤31.6	37.1	≤37.1	88.2	≤88.2	

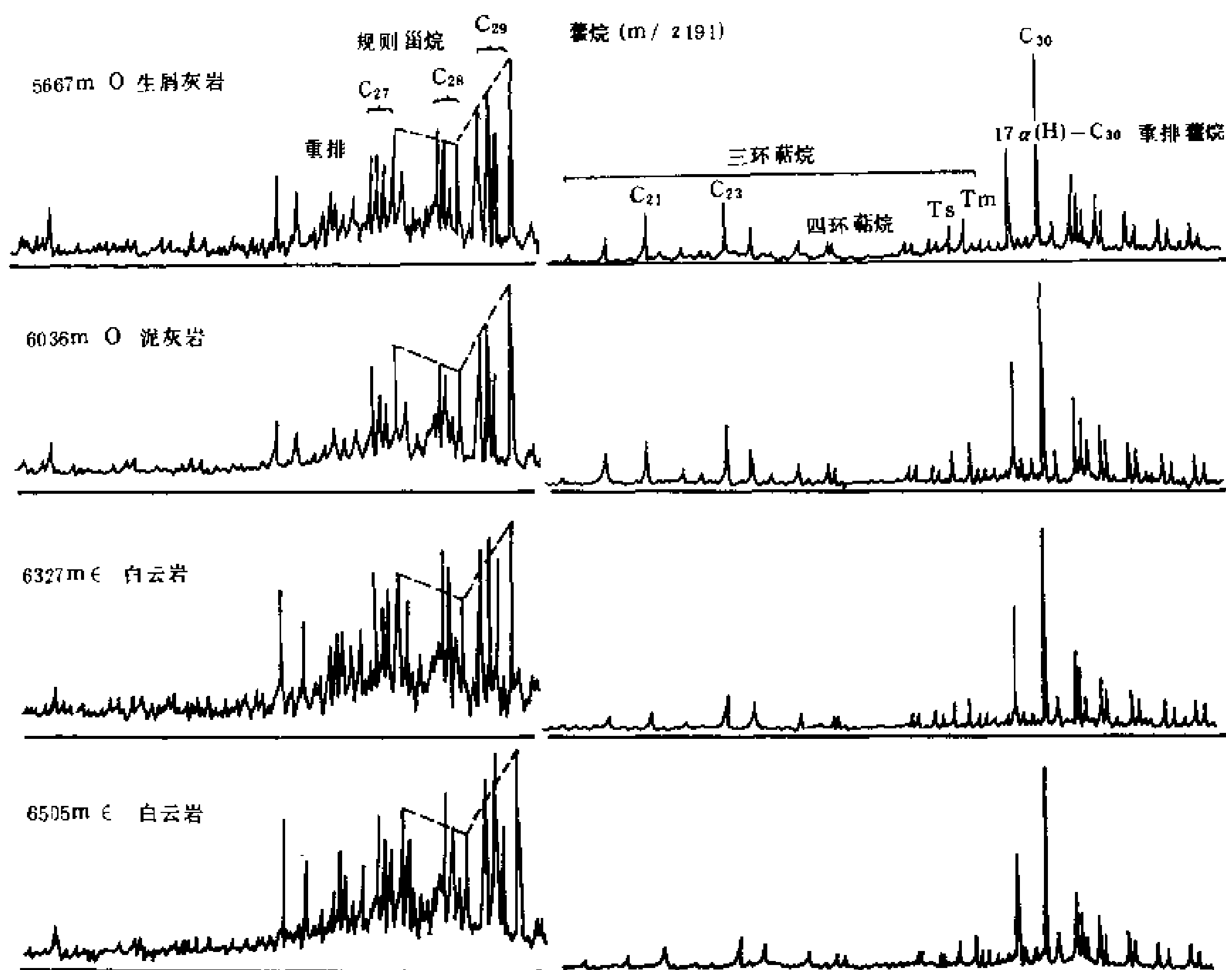


图5－54 塔里木盆地寒武-奥陶系岩石有机质中甾烷和萜烷的分布图

多，而与风化壳以下的寒武-奥陶系的相当。所以轮南构造带三叠系的原油不可能是自生自储的，而应是时代更老、埋藏较深的古生界(特别是下古生界)的产物。

(4)干酪根、氯仿沥青"A"和原油的碳同位素

三叠系干酪根 $\delta^{13}C$ 值多为－26‰～－24‰，氯仿抽提物为－32‰～－30‰，两者相差达6‰，可见氯仿抽提物多不是原生的(图5－57)。石炭系和中寒武统一奥陶系干酪根和氯仿抽提物的 $\delta^{13}C$ 彼此基本重合(差值小于3‰)，进一步验证了下古生界的可溶有机质的原生性。经上述分析，可以看出塔北隆起带的石油应源于下古生界的寒武-奥陶系，而西南凹陷的柯克亚原油则可能源于上古生界的石炭-二叠系。

2. 上古生界(石炭－二叠系，主要为石炭系)生油岩与原油对比

轮8井石炭系油砂源于石炭系(图5－55)，柯克亚石炭系原油与石炭系生油岩有亲缘关系(图5－57)，均具有自生自储的特点。以下通过曲1井原油对比，进一步证实这种认识。

(1)β-胡萝卜烷和γ-胡萝卜烷

胡萝卜素是一种极易氧化的有机物，只有在强还原环境下才可能保存和富集并转化为胡萝卜烷。在曲1井原油和曲1井、巴4井的巴楚组(C_1b)、小海子组($C_2－P_1$)和二叠系阿恰群(Paq)的生油岩抽提物中都检出了β-胡萝卜烷和γ-胡萝卜烷，且γ-胡萝卜烷/β-胡萝卜烷比值接近1，说明它们之间存在着成因上的亲缘关系。

(2)C_{27},C_{28},C_{29}三类规则甾烷

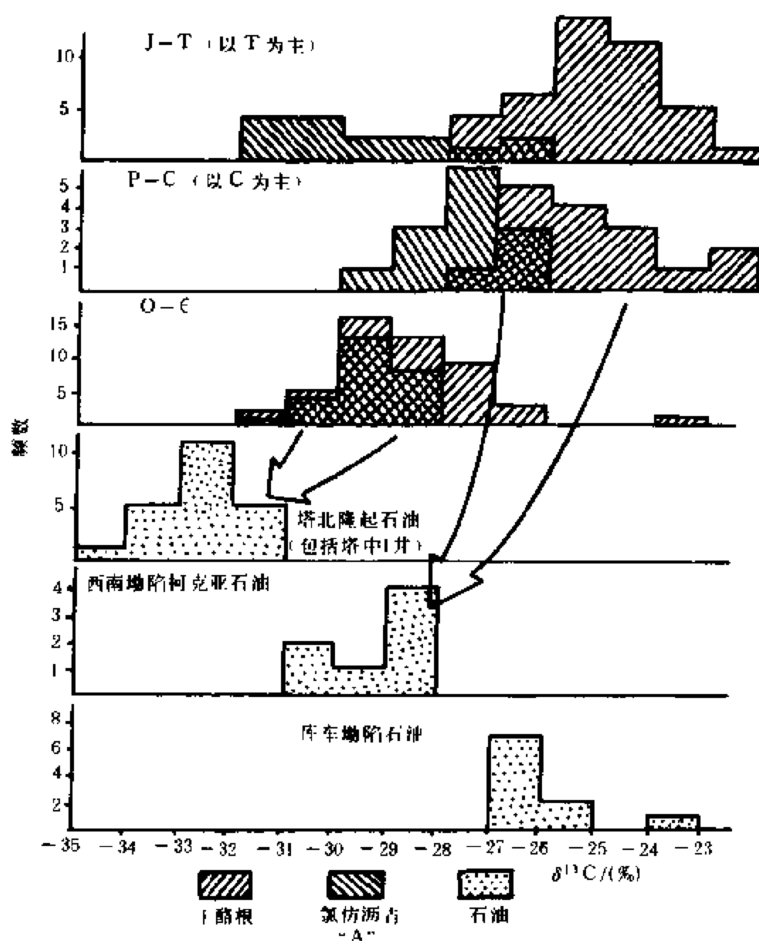


图 5-57 塔里木盆地不同时代烃源岩中干酪根、氯仿沥青"A"及原油的 $\delta^{13}C$ 值分布图

（据黄第藩等，1990）

曲1井原油的 C_{27}，C_{28}，C_{29} 三类规则甾烷相对含量与曲1井、巴4井石炭系生油岩比较相近。其中 C_{27} 胆甾烷相对含量为16%～22%；C_{28} 麦角甾烷为22%～34%；C_{29} 谷甾烷达44%～56%。

一般认为，C_{27} 胆甾烷主要来源于水生浮游动物的胆甾醇，C_{28} 麦角甾烷主要源于藻类和其他低等植物中的麦角甾醇、菜油甾醇等，而 C_{29} 谷甾烷则主要来源于高等植物的 β-谷甾醇、谷甾醇。由此，推测石炭系生油岩除藻类含量丰富外，还有较多的陆源有机物质的掺入。

曲1井原油与石炭系岩样的规则甾烷的相对丰度接近，表明了油、岩之间的亲缘关系。

综上所述，通过油源对比，进一步明确了塔里木盆地的主力油源岩一是海相下古生界的寒武-奥陶系碳酸盐岩，二是石炭-二叠系，该套地层碳酸盐岩与泥质岩都比较发育，有机质丰度也都较高（参见表5-24）。

四、碳酸盐岩有机质特殊的地球化学性质

近年来的研究结果表明，碳酸盐岩有机质具有含某些特殊的生物标志化合物组合、存在晶包有机质和因缺少粘土矿物而延迟熟化过程等特点。

1. 生物标志化合物组合特点

碳酸盐岩生油岩含有相当丰富的饱和烃生物标志化合物。表5-27归纳了它们的类别、生

源意义及分布。

表 5-27　碳酸盐岩饱和烃组分中生物标志物分布表

化合物类型		分子结构类型	主要生源意义	分布状况
无环链烷烃类	正烷烃类	$<C_{22}$	菌藻类	++++
		$>C_{22}$	细菌、植物蜡	++
	支链烷烃类	规则类异戊二烯烃$>C_{20}$(头—尾型)$>C_{20}$	植物色素	+++
			细　菌	+++
		不规则类异戊二烯烃(头－头型、尾—尾型)	细菌、古细菌	+++
		中间支链烷烃	细　菌	++
环状萜类	倍半萜类	杜松烷型、桉叶油烷型	树脂植物	—
		补身烷型	细　菌	+++
	三萜类	γ—蜡烷	原生动物	+
		奥利烷型、乌散烷型	高等植物	—
	四萜类	胡萝卜烷型	植物、藻类	+++
长侧链环状萜烷	单环烷	烷基环己烷、苯系列	细　菌	++++
	双环烷	萘系列	细　菌	+++
	三环烷	三环萜烷系列	菌藻类	++++
	四环烷	四环萜烷系列	细　菌	++
	五环烷	藿烷系列	细　菌	++++
甾　类		孕甾烷系列	藻　类	+++
		C_{27},C_{28}甾烷型		+++
		C_{29}甾烷型	高等植物、藻类	+++
		4－甲基甾烷	藻　类	++

注:++++极丰富;+++丰富;++较丰富;+不丰富;—无。

(1)正构烷烃

以低碳数$C_{16}-C_{20}$主峰碳单峰形为主,轻重烷烃比(nC_{21-}/nC_{22+})高,一般大于1.4。高碳数正构烷烃的碳数优势不明显。

(2)无环类异戊二烯烷烃

1)具明显的植烷优势:滇黔桂、中下扬子区、塔里木盆地和华北地区姥植比(Pr/Ph)一般为0.21～0.89,平均0.41～0.54。该比值很少受演化程度的影响,主要反映环境的水介质条件。同样Pr/nC_{17},Ph/nC_{18}也是良好的环境标志(图5-58)。图中的碳酸盐岩多位于右下方,与陆相地层的有机质相比,它们具有较高的Ph/nC_{18}值;而与盐湖相相比,则具有较低的Pr/nC_{17}值,反映沉积时的还原性质。

2)丰富的$C_{21}-C_{40}$规则和不规则的长链无环异戊间二烯烷烃:在头—尾连接的规则异戊间二烯烷烃的正常取代系列中,$C_{21}-C_{35}$类异戊间二烯烷烃可能与原始喜盐和产甲烷细菌(太古细菌)有关。不规则头－头连接的类异戊间二烯烷烃($C_{28}-C_{40}$)可能是细菌细胞膜对烃类原始母质做出贡献的证据。不规则的尾－尾异戊间二烯烷烃主要是C_{30}角鲨烷及小于C_{30}的同系物,是产甲烷细菌活动的标志物。

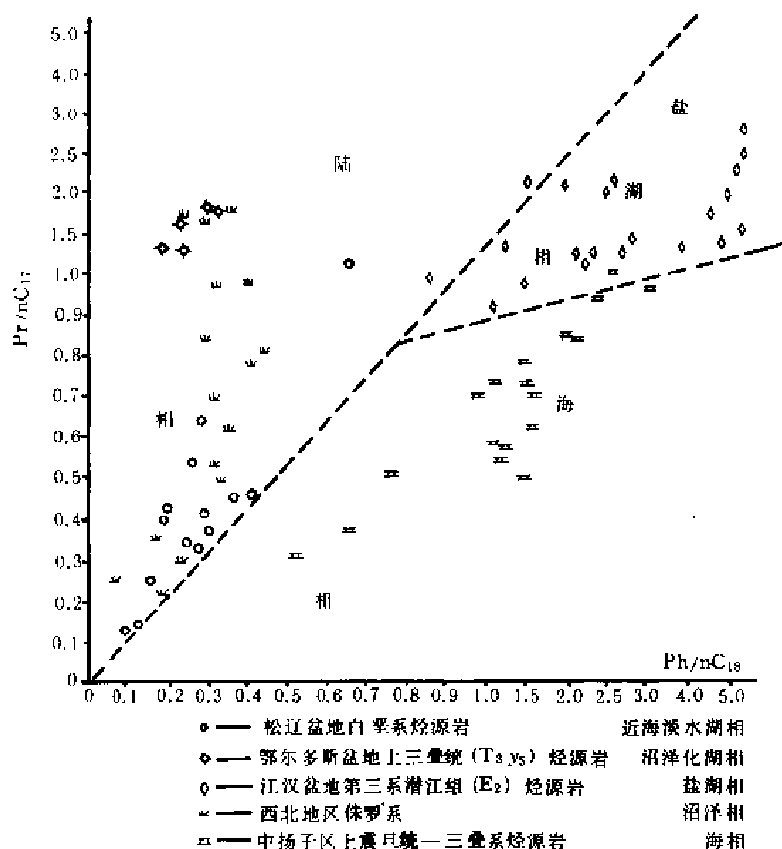


图 5-58　中国不同沉积环境中岩石有机质 Ph/nC_{18} 与 Pr/nC_{17} 关系图
（据童箴言、张水昌，1990）

(3)环烷烃

由萜烷类和甾烷类组成的环烷烃化合物。

1)萜烷类：以三环二萜烷和五环三萜烷为主。

三环萜烷来源于菌藻类，含量较高，它与五环萜烷的比值在0.2左右。

五环三萜烷中以藿烷类为主，包括 C_{30} 藿烷和 C_{27}，C_{29} 降藿烷和 C_{31}—C_{35} 升藿烷，后者属于原核生物成因，并且是高盐环境的特征标志物之一。此外，γ-蜡烷的含量也较丰富，它与 C_{30} 藿烷的比值为0.17～0.44。

γ-蜡烷也常与高咸度的还原环境有关。而奥利烷、γ-羽扇烷和乔木烷等陆源标志物缺失或甚微。

2)甾烷类：在 C_{27}，C_{28}、C_{29} 规则甾烷中，普遍显 C_{29} 甾烷优势，这很可能与某些海洋生物有关。在某些藻类富含 C_{29} 甾醇。4-甲基甾烷在碳酸盐生油岩中含量相当丰富，它与 C_{27}，C_{28}，C_{29} 规则甾烷的比值一般大于0.2；孕甾烷和升孕甾烷含量亦较丰富，它们也是高盐环境的特征标志物之一。此外，甾族化合物中还具有重排甾烷含量低的特点。

上述特征表明，碳酸盐岩生油岩形成于还原的沉积环境，有机质的生源物质主要来自海洋生活的细菌、藻类和其他水生生物。

2. 晶包有机质

(1)晶包有机质的存在状态和地质分布

在碳酸盐生油岩的荧光薄片中，可直接观察有机质的分布状态。华北燕山地区震旦系的藻白云岩中发现呈环带状分布的橙黄色晶包有机质；在塔里木盆地中石炭统石灰岩的方解石中，也见环带状分布的黄色晶包有机质，其中荷叶藻化石的方解石中尤为富集。

有些碳酸盐岩虽未见晶包有机质的直观显示，但在岩样热解过程中却常常出现多个热解烃温度峰(图 5－59)。

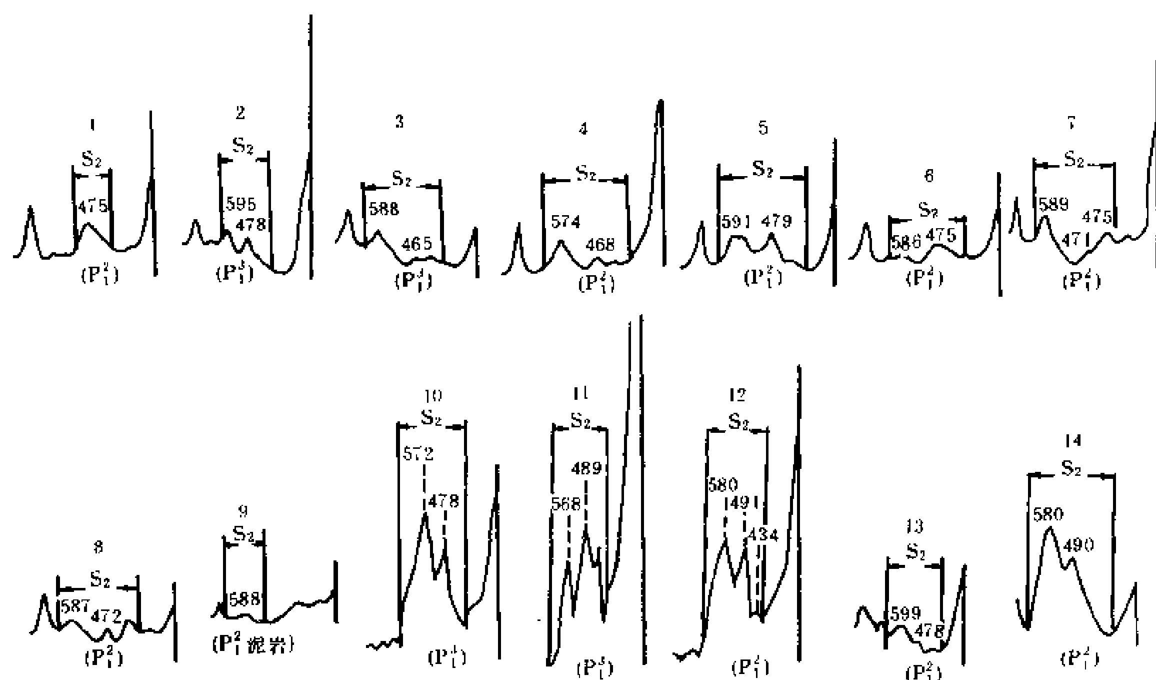


图 5－59　中国碳酸盐岩岩石热解烃(S_2)多温峰谱图

样品位置：1～9—浙江省冷坞剖面；10～12—湖北省当 2 井；13—湖北省黄石剖面；14—南京孔山剖面；地层代号：P_1^2 为栖霞组，P_1^3 为茅口组

晶包有机质大多赋存于方解石和白云石中，是在成岩作用过程中，一方面产生可溶有机质即成油物质，另一方面碳酸盐矿物次生长大或重结晶，后者包裹前者面形成的。

(2)晶包有机质的数量和性质

晶包有机质存在于碳酸盐岩的隐晶和细晶矿物内，酸解岩样即可获得(表 5－28)。表中抽提物 Ⅰ、Ⅱ 分别为盐酸或盐酸＋氢氟酸酸解后的有机质，俗称沥青“C”，即为晶包有机质。

晶包有机质的性质与碳酸盐岩有机质成熟度有关。

处于成熟阶段(R_o 相当 1%)的贵阳地区下三叠统灰岩的晶包有机质具有以下特征：①晶包有机质含量 16.3～93.6mg/g_{TOC}，占总抽提物的 20%以上；②沥青“C”的正构烷烃的奇碳优势分布明显高于沥青“A”，前者 OEP 值为 1.07～1.73，后者为 0.99～1.05；③沥青“C”的甾烷不稳定构型高于沥青“A”，前者的 C_{29} 甾烷 20S/(20R＋20S)和 C_{29} 甾烷 $\beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta)$ 分别为 0.34～0.43 和 0.37～0.47，后者为 0.51～0.59 和 0.53～0.56。均表明沥青“C”的演化程度低于沥青“A”。

而有机质成熟度过高(R_o 相当 2%)的当阳地区下二叠统石灰岩，其沥青“C”和沥青“A”的 C_{29} 甾烷 20S/(20R＋20S)和 C_{29} 甾烷 $\beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta)$ 比较接近。前者为 0.44～0.47 和 0.30～0.34，后者为 0.44～0.45 和 0.39～0.44。

表 5-28 碳酸盐岩有机质烃类组成特征表

样号		可溶有机质 (mg/g$_{TOC}$)	族组成 (%)					抽提物含量 (%)	总抽提物含量		烷烃色谱		藿烷			C_{29}甾烷		岩性	演化阶段
			烷烃	芳香烃	非烃	沥青质	饱/芳		(mg$_{总}$/g$_{岩}$)	(mg/g$_{TOC}$)	OEP	Pr/Ph	Tm/Ts	$\frac{\beta\alpha}{\alpha\beta}C_{29}$	$C_{31}\frac{22S}{22(R+S)}$	$\frac{20S}{20(R+S)}$	$\frac{\beta\beta}{\alpha\alpha+\beta\beta}$		
G1	Ⅰ	329.6	37.77	11.62	14.43	6.17	3.25	77.8	0.72	423.8	1.03	0.84	0.41	0.17	0.62	0.59	0.56	深灰色灰岩 (T_1d)	成熟阶段
	Ⅱ	75.4	45.36	14.06	32.20	8.38	3.23	17.8			1.73	1.18	0.98	0.44	0.57	0.43	0.47		
	Ⅲ	18.8	28.32	20.93	17.04	33.71	1.35	4.4			1.36	1.02	1.36	0.41	0.58	0.34	0.41	RCO_3=90.5%	
G2	Ⅰ	102.8	32.15	23.95	32.32	11.59	1.34	80.3	2.48	128.0	0.99	1.48	0.85	0.07	0.58	0.54	0.54	深灰色灰岩 (T_1d)	
	Ⅱ	14.7	45.20	13.09	31.69	10.02	3.45	11.5			1.07	0.89	1.33	0.31	0.55	0.39	0.45		
	Ⅲ	10.5	25.84	18.55	28.85	26.66	1.39	8.2			1.41	1.02	1.18	0.45	0.59	0.36	0.37	RCO_3=88.9%	
G3	Ⅰ	85.1	30.83	24.53	35.86	8.78	1.25	83.9	5.78	101.4	1.05	1.27	1.07	0.11	0.63	0.51	0.53	泥质灰岩 (Td) RCO_3=64.6%	
	Ⅲ	16.3	33.68	22.96	31.55	11.82	1.47	16.1			1.17	1.02	1.23	0.38	0.58	0.37	0.42		
D7	Ⅰ	13.2	24.62	11.28	49.74	0.51	2.20	38.03		34.7	0.98	0.52	1.41	0.11	0.59	0.44	0.39	深灰色灰岩 (P_1m)	过成熟阶段
	Ⅱ	21.5	9.04	0.60	45.78	4.22	15.10	61.97			0.81	0.44	0.89	0.10	0.60	0.43	0.33		
D9	Ⅰ	45.1	11.03	2.21	77.94	1.84	5.00	68.27		66.1	0.90	0.54	1.68	0.13	0.58	0.45	0.41	黑灰色灰岩 (P_1q)	
	Ⅱ	21.0	9.64	0.60	40.96	5.42	16.10	31.73			0.85	0.54	0.94	0.19	0.70	0.47	0.34		
D11	Ⅰ	34.5	28.36	13.43	30.86	7.46	2.10	65.02		53.1	1.06	0.78	1.67	0.08	0.61	0.45	0.44	黑灰色灰岩 (P_1q)	
	Ⅱ	18.6	13.19	0.69	36.81	4.17	19.80	34.98			0.78	0.40	0.80	0.10	0.62	0.40	0.30		
D21	Ⅰ	11.5	9.40	1.34	58.39	2.01	7.00	40.76		28.3								黑灰色灰岩 (P_1m)	
	Ⅱ	16.8	12.27	1.23	44.17	3.68	10.00	59.24					1.23		0.62	0.40	0.31		

注：Ⅰ—氯仿沥青"A"；Ⅱ—HCl 处理后的抽提物；Ⅲ—HF+HCl 处理后的抽提物；G—贵阳地区样品；D—湖北当阳地区样品

这是由于沥青"A"主要为附着于岩石矿物表面的吸附有机质，经历了与干酪根相当的热力作用，而晶包有机质沥青"C"则缺失粘土矿物的催化作用。所以，在成熟度不高时，两者演化程度有明显差别。在演化程度过高时沥青"A"可能来源于晶包有机质的释放，导致两者十分接近。

(3)成烃意义

上述晶包有机质性质表明，碳酸盐岩有机质演化程度即使已经进入高－过成熟阶段以后，由于晶包有机质的释放，在这些地层中仍旧可保存液态烃。在特定的地质背景下，可能形成二次油气藏(Hunt J M,1982)。周中毅等(1985)对塔里木盆地和四川盆地的研究，认为碳酸盐岩晶包有机质已为油气的生成做出过贡献。

此外，晶包有机质的存在也给人们以启迪：可溶有机质不经过干酪根阶段可以在一定的地质背景下直接转化成烃。由于碳酸盐岩的特殊的成岩作用，在成岩作用过程中，大量有机质被释放排出，据傅家谟等(1982)的研究，有机质的排出量可占总量的80%。这种在成岩作用过程中被释放出的有机质，如果聚集于合适的地层中，在一定的温度下可能直接转化成烃。Hunt J M(1982)指出这种有机质成藏应具有的条件是：①碳酸盐岩成岩较快，在流体盆地运移的早期阶段能够聚集可溶有机质；②石灰岩与蒸发岩常在最有利于石油生成和聚集条件下共生；③有机质和水溶液一起通过裂缝、裂隙和溶解扩大的原始孔隙运移，在与碳酸盐岩－蒸发岩层系中的高盐水接触时释放出来。

3. 缺乏粘土矿物的热催化作用，迟缓了熟化过程

国内外的研究者发现，在一个连续沉积盆地内，在热力作用基本相同条件下，不同岩类(碳酸盐岩和泥岩)的有机质成熟度却有明显的差别。

(1)碳酸盐岩与泥岩成熟度的差异

表5－29湖北、浙江等地的碳酸盐岩和泥岩的热解数据表明，虽然每一组样均采自相同深度，所受的热力作用相同，沉积环境也类似，但是泥岩的热解温度(T_{max})却明显高于碳酸盐岩，而降解潜力(C_p/TOC)又低于碳酸盐岩。因此，两项指标在相同的母质条件下，成熟度愈高，C_p/TOC愈低。均反映碳酸盐岩的有机质成熟度低于泥岩。

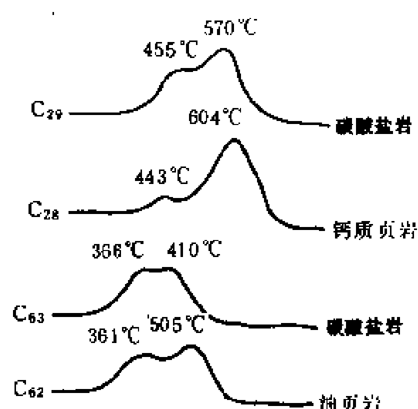


图5－60 中国海相碳酸盐岩与钙质页岩有机质差热曲线图
(据周中毅等，1974)

周中毅等(1974)曾发现在同一层位上下相距仅1m的碳酸盐岩和页岩样品的正构烷烃奇偶优势比值有明显的差别，前者的CPI值为2.06，而后者为1.47。有机差热分析结果发现，碳酸盐岩中有机质的第一峰温比页岩高，而第二峰温则低于页岩(图5－60)。说明碳酸盐岩成熟作用的速度低于钙质页岩，故成熟度低于后者。

(2)不同岩类有机质演化程度的差异性成因探讨

碳酸盐岩有机质成熟度低于泥(页)岩的原因，可能主要与泥(页)岩含大量粘土矿物，而碳酸盐岩中的粘土矿物含量甚少有关。粘土矿物的存在，对有机反应有明显的催化作用，而碳酸盐岩的催化效应极低，甚至是负效应。

粘土矿物的催化作用发生在有机质演化的脱羧、脱羟基、链断裂、异构化、芳构化和聚合等反应过程中。

表 5-29 碳酸盐岩、泥岩热解数据对比表

项目	岩性	湖北			浙江
		黄石	荆门	大峡口	江山
热解温度 T_{max}(℃)	泥岩 碳酸盐岩	570 533	482 468	496 466	600 524
降解潜力 C_p/TOC(%)	泥岩 碳酸盐岩	1.0 2.8	0.4 4.2	2.5 7.3	1.4 2.4

以异构化为例。异构化常被地球化学家作为成熟度指标。事实上，除了热力作用的影响以外，粘土矿物的存在也影响有机化合物异构化作用。Kaplan I R(1986)的实验(表 5-30)表明，蒙脱石和伊利石对异构化反应有较强的催化作用。

表 5-30 不同矿物共存时蒙特雷干酪根热解产物中生物标志物参数表

(据 Kaplan I R,1986)

参数 / 矿物	藿烷			甾烷	
	$\frac{22S}{22S+22R}$	$\frac{\beta\alpha}{\beta\alpha+\alpha\beta}$	$\frac{18\alpha}{17\alpha+18\alpha}$	$\frac{20S}{20S+20R}$	$\frac{\beta\beta}{\beta\beta+\alpha\alpha}$
纯干酪根	35	28	<10	16	42
干酪根+方解石	29	37	0	14	35
干酪根+伊利石	42	34	25	30	42
干酪根+蒙脱石	55	20	43	44	52

五、海相烃源岩结语

1)中国海相生油岩主要有碳酸盐岩和泥岩两类。碳酸盐岩生油岩的丰度指标有别于泥岩。其下限值为，有机碳 0.1%，氯仿沥青"A"0.005%和总烃 40μg/g。塔里木盆地的二叠系、石炭系、奥陶系和寒武系，鄂尔多斯盆地的奥陶系、寒武系，南方地区(包括四川盆地、滇黔桂，中、下扬子地区)的下三叠统、二叠系、下志留统、下奥陶统、下寒武统、上震旦统等，以及局部地区的下石炭统、下泥盆统，都有烃源岩。

2)中国海相生油岩的干酪根类型以 Ⅰ－Ⅱ 型为主。但由于热演化的影响，现实干酪根多已衍生成 Ⅰ－Ⅱ 或 Ⅱ 型干酪根。

3)中国海相生油岩的热演化程度普遍偏高，并以高熟、过熟为主。相应的勘探方向，应是油气并举。

4)海相碳酸盐岩具有某些特殊的地球化学性质。主要是具有特殊的生物标志化合物组合，有机质主要来源于细菌藻类和低等浮游生物；含有晶包有机质以及缺失粘土矿物的催化作用，而迟缓了熟化过程。

5)中国海相油气资源相当丰富，油气潜力大。除已在四川盆地、鄂尔多斯盆地和塔里木盆地获得气田外，其他地区，如中、下扬子地区，滇黔桂等地区，同样具有良好的生油(气)条件。

参 考 文 献

中国科学院兰州地质研究所.1960.中国西北区陆相油气田的形成及其分布规律.北京：科学出版社

中国石油学会.1981.陆相生油论文集.石油学报,2(增刊)

王尚文等.1983.中国石油地质学.北京：石油工业出版社

卞良樵，童箴言.1989.碳酸盐岩与泥(页)岩有机质演化的差异及成因探讨.石油勘探与

开发,16(2)

田在艺等.1960.中国陆相沉积生油和找油论文集(一).北京:石油工业出版社

石宝珩.1981.陆相生油理论的由来和发展(Ⅰ)(Ⅱ).石油勘探与开发,8(3,4)

杨万里,李永康等.1981.松辽盆地陆相生油母质的类型和演化模式.中国科学,(8)

杨万里,高瑞祺等.1985.松辽盆地陆相油气生成、运移和聚集.哈尔滨:黑龙江科学技术出版社

杨起主编.1987.煤地质学进展.北京:地质出版社

邬立言等.1986.生油岩热解快速定量评价.北京:科学出版社

范璞,罗斌杰等.1980.中国陆相油气的形成和运移.中国科学,(4,6)

范璞等.1991.中国西南地区上震旦统藻白云岩生物标志化合物.见:第二届亚非地区石油地球化学国际会议报告集.北京:科学出版社

周中毅,贾蓉芬.1974.碳酸盐岩生油岩的有机地球化学.岩石学特征.地球化学,(4)

周中毅等.1983.碳酸盐矿物的包裹有机质及其生油意义.地球化学,(3)

郝石生等.1990.华北北部中—上元古界石油地质学.东营:石油大学出版社

胡朝元.1982.生油区控制油气田分布——中国东部陆相盆地进行区域勘探的有效理论.石油学报,3(2)

唐泽尧等.1987.四川盆地震旦系气藏的形成条件.见:北京石油地质会议报告论文集.北京:石油工业出版社

黄第藩,李晋超主编.1982.中国陆相油气生成.北京:石油工业出版社

黄第藩,李晋超,张大江.1984.陆相有机质的演化和成烃机理.北京:石油工业出版社

黄第藩.1986.陆相生油研究史略.有机地球化学和陆相生油(石油地质进展丛书1).北京:石油工业出版社

黄第藩,尚慧芸,李晋超.1987.中国陆相生油研究理论的新进展.见:北京石油地质会议报告论文集.北京:石油工业出版社

黄第藩等.1993.陆相烃源岩有机质中碳同位素组成的分布特征.中国海上油气(地质),7(4):1～5

菲尔普著.傅家谟,盛国英译.1987.化石燃料生物标志物应用与谱图.北京:科学出版社

傅家谟,史继扬.1975.石油演化理论与实践(Ⅰ)——石油演化的机理与石油演化的阶段.地球化学,(2)

傅家谟,史继扬.1977.石油演化理论与实践(Ⅱ)——石油演化的实践模型和石油演化的实践意义.地球化学,(2)

傅家谟等.1982.有机地球化学.北京:科学出版社,244～253

程克明等.1985.生油层定量方法研究.科学通报,30(6)

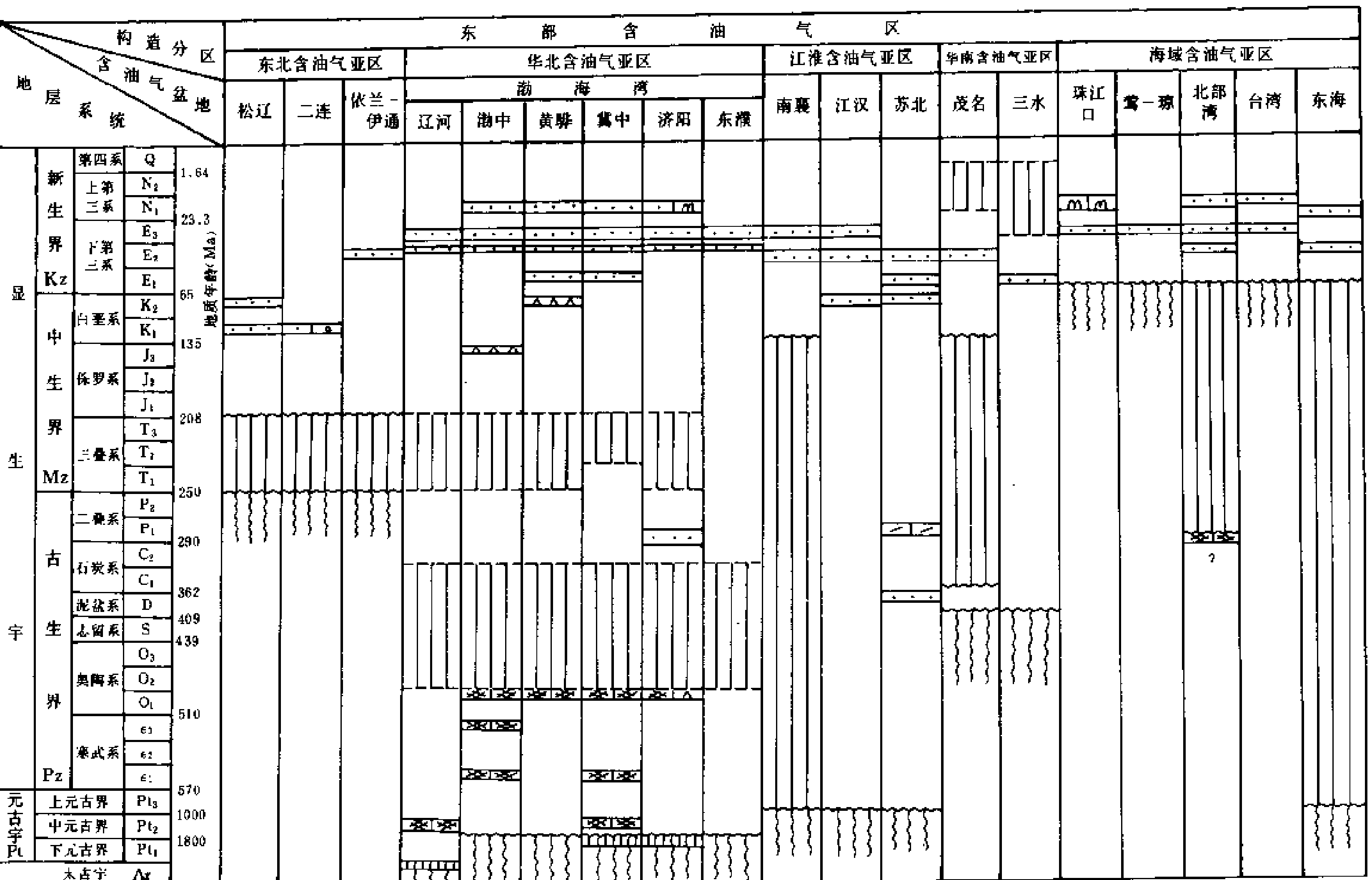
程克明.1987.生气量计算方法.石油学报,8(4)

曾宪章,王忠然,张振才等.1986.我国某些陆相原油和生油岩中甾烷和萜烷的地球化学.见:地球化学、有机地球化学论文集.北京:科学出版社

蒂索,威尔特著.郝石生等译.1989.石油形成和分布.北京:石油工业出版社

童箴言等.1990.碳酸盐岩有机质成熟度的差异报告集.武汉:中国地质大学出版社

潘钟祥.1957.中国西北部的陆相生油问题.石油勘探,(4)



构造分区
含油气盆地
地层系统
东部含油气区
东北含油气亚区
华北含油气亚区
江淮含油气亚区
华南含油气亚区
海域含油气亚区
渤海湾
松辽
二连
依兰-伊通
辽河
渤中
黄骅
冀中
济阳
东濮
南襄
江汉
苏北
茂名
三水
珠江口
莺-琼
北部湾
台湾
东海
显生宇
新生界 Kz
中生界 Mz
古生界 Pz
元古宇 Pt
第四系
上第三系
下第三系
白垩系
侏罗系
三叠系
二叠系
石炭系
泥盆系
志留系
奥陶系
寒武系
上元古界
中元古界
下元古界
太古宇
Q N2 N1 E3 E2 E1 K2 K1 J3 J2 J1 T3 T2 T1 P2 P1 C2 C1 D S O3 O2 O1 ∈3 ∈2 ∈1 Pt3 Pt2 Pt1 Ar
地质年龄(Ma)
1.64
23.3
65
135
208
250
290
362
409
439
510
570
1000
1800

地层系统				地质年龄(Ma)
显生宇	新生界 K_z	第四系	Q	1.64
		上第三系	N_2	
			N_1	23.3
		下第三系	E_3	
			E_2	
			E_1	65
	中生界 M_z	白垩系	K_2	
			K_1	135
		侏罗系	J_3	
			J_2	
			J_1	208
		三叠系	T_3	
			T_2	
			T_1	250
	古生界 P_z	二叠系	P_2	
			P_1	290
		石炭系	C_2	
			C_1	362
		泥盆系	D	409
		志留系	S	439
		奥陶系	O_3	
			O_2	
			O_1	510
		寒武系	ϵ_3	
			ϵ_2	
			ϵ_1	570
元古宇 Pt		上元古界	Pt_3	1000
		中元古界	Pt_2	1800
		下元古界	Pt_1	
太古宇			Ar	

构造分区	中部含油气区					西部含油气区												
	鄂尔多斯含油气亚区	云贵川含油气亚区				西北含油气亚区									青藏含油气亚区			
		四川				塔里木			准噶尔						柴达木			
含油气盆地	鄂尔多斯	川东	川南	川中	百色	塔北	库车	西南	西部	南部	东部	吐-哈	酒泉	民和	东北	西南	伦坡拉	

图例：砾岩；砂岩；生物礁；碳酸盐岩；风化淋滤体；岩浆岩；不整合 假整合；变质基岩；变质基岩风化壳储集层；地层缺失

B

图 6-1　中国东部(A)、中西部(B)含油气盆地中油气储集层层位、岩性图

二、陆相碎屑岩储集层特点

1. 储集层的规模小

陆相碎屑岩储集层规模小，其主要原因是两个：

1）湖盆规模和水体很小。据中国东部12个含油气盆地、坳陷或单个水体沉积凹陷统计，只有极少数凹陷的面积大于$10000km^2$，绝大多数凹陷面积小于$2500km^2$，有的仅有数百平方千米（表6－2）。

2）湖泊周边发育众多的短流河，由于流量小、水流浅，搬运营力和流域面积有限，只能形成大量各种类型的小砂体。

纵向上长轴体系发育的长流程正常河流可有一定流域面积，但规模也不大。如目前已发现的规模最大的松辽盆地北部河流三角洲体系中的分流河道，宽仅17～83m，深2～6m，平均流量3.5～67.0 m^3/s。由于陆相湖盆水体小、近物源、多物源，盆内内生沉积物（如碳酸盐岩和蒸发岩）相对很少，因而外源碎屑岩是充填湖盆形成储集层的主要沉积物。

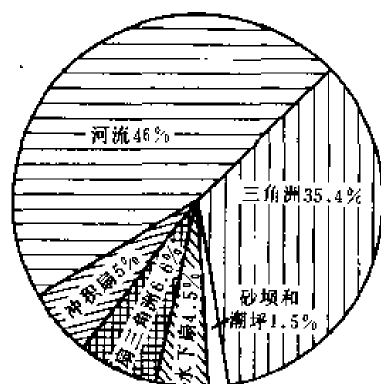


图6－2 中国新生代陆相各环境碎屑岩储集层所占石油储量（已开发油田）比例图

陆相砂体规模与海相砂体规模相比要小得多，差别极大。以中国东部中、新生代湖盆砂体为例，储集层单个砂体一般厚度不过10m，宽度仅几百米。二次采油中，井距一般300～500m，有的甚至小于300m，方可使注采控制程度达到80%。

表6－2 中国东部中、新生代盆地中单个凹陷水体面积表

盆地或坳陷 \ 凹陷数（个） \ 水体面积	<2500km²	2500～5000km²	5000～10000km²	>10000km²
松辽	1	7	4	
三江		2	1	1
海拉尔	2	5	1	
二连	30	4		1
辽河	3			
冀中	11	2		
黄骅	11			
济阳	4	1	1	
临清	7	2	1	
南襄	4	2		
江汉	6	7	1	1
苏北	5	4	1	
总计	84	36	10	3
所占比例(%)	63	27	8	2

2. 储集层非均质性和不连续性严重

陆相碎屑岩储集层岩石、矿物及结构成熟度低，非均质性严重。储集层岩石中长石、岩屑质

砂岩所占比例很大。如南堡凹陷高参 1 井沙三$_5$段储集层，石英含量为 30%～50%，最大达 58%，最少仅 23%；长石含量为 25%～40%；岩屑含量为 20%～30%，极少发现石英砂岩。碎屑岩结构成熟度低，主要表现为颗粒分选差，除滩坝砂体之外，分选良好的砂岩极少，如东濮凹陷沙三、四段（图 6－3）。砂岩粒度概率图中反映出双模态和多模态结构的储集层很普遍，尤其是断陷湖盆短轴方向的冲积扇—扇三角洲—湖底扇沉积体系。低矿物成熟度和低结构成熟度决定了储集层有比较复杂的孔隙结构（图 6－4）。二次采油中水驱油效率较低，室内实验水驱油效率绝少超过 60%，一般都在 50%左右。

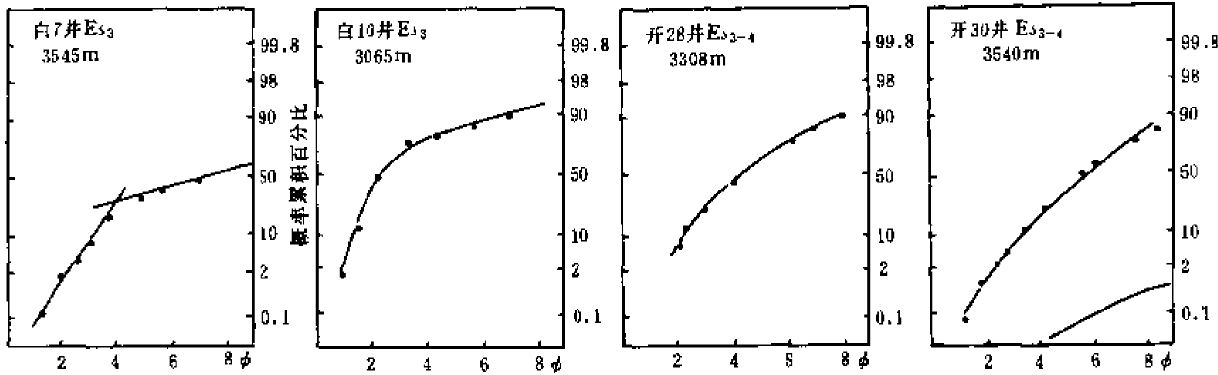
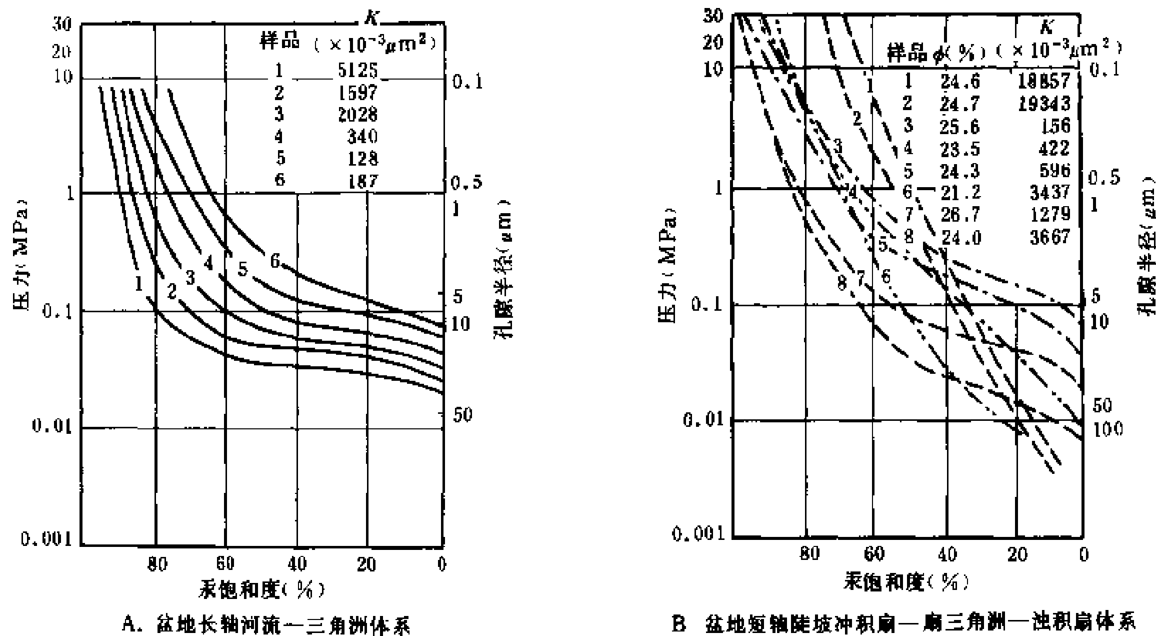


图 6－3 东濮凹陷沙河街组三、四段部分井的砂岩粒度概率图
（据赵澄林等，1988）



A. 盆地长轴河流—三角洲体系

B 盆地短轴陡坡冲积扇—扇三角洲—浊积扇体系

图 6－4 中国陆相碎屑岩储集层两种沉积体系孔隙结构的差异图

陆相湖盆具有源距短、相带窄、相变快、坡降大的沉积特点。大多数中、新生代湖盆，自物源区到沉积中心一般仅数十千米，近者仅几千米，最大者也只有 200km。每千米坡降几米到几十米者常见。若属断陷湖盆，沉陷速率较高时，坡降更大，相带更窄，相变更快。如胜坨油田在面积仅 62km² 的范围内，出现了冲积扇、河流砂体、三角洲、湖底扇、浊积扇砂体五种成因各异互

不连续的储集体。这种特点反映在储集层性质上则是严重的不连续性和非均质性。

3. *储集层类型多*

各种陆相碎屑岩均可成为储集层。已证实的有各类冲(洪)积扇、河流砂体、扇三角洲、湖底扇和水下浊积扇以及浅湖滩坝等砂体。据中国已开发的主要油田统计，岸上各类冲积扇与扇三角洲、水下扇所占的石油储量比例均很小，但三者数值很相近。河流砂体与三角洲砂体储集层占有同等重要的地位，分别占有石油储量的46%和35.4%，两者合计占81.4%(图6-2)。

由于湖盆四面环山，形成多物源、多沉积的体系，以及轴向沉积格局的差异性和不对称性，导致陆相储集层类型丰富多采，并具有明显的非均质性和不连续性。因此，探明和开发具这类储集层的油田，要比开发具海相相对均一的碎屑岩储集层油田的难度大得多。

第二节　陆相碎屑岩储集层类型

中国陆相碎屑岩储集层的储集特性主要受控于沉积环境。处于湖盆不同发展阶段或不同构造位置，但属同类沉积环境的碎屑岩，往往具有基本相似的储集特性。因此，很有必要从不同沉积环境去认识碎屑岩的储集性能，这不仅具有重要的理论意义，而且在指导油气田勘探开发上亦有重要价值。据此，把中国陆相碎屑岩储集层划分为5类13亚类(表6-3)。

表6-3　中国陆相碎屑岩储集层分类表

类	亚　类	实　例
冲(洪)积扇砂砾岩体	潮湿气候冲积扇	克拉玛依 T_2k 冲积扇
	干旱气候冲积扇	黄骅坳陷枣园 $E_{1-2}k_{1+2}$ 冲积扇
河道砂体	曲流河砂体	大庆油田中部检3-23井葡 I_{1+2} 油层
	辫状河砂体	胜坨油田 E_3s_2 上部
	网状河砂体	鄂尔多斯盆地马岭油田
	顺直型分流河道砂体	大庆油田萨 II_{13-16} 油层 J_1y 油层
三角洲前缘砂体	鸟足状三角洲前缘砂体	大庆油田葡 I_{1-4} 油层
	扇三角洲前缘砂体	南襄盆地双河油田 $E_{2-3}h_3$
	过渡类型三角洲前缘砂体	胜坨油田 E_3s_2
浅湖滩、坝砂体	滩砂体	苏北盆地金湖凹陷杨1井 $E_1f_2$5号砂体
	坝砂体	苏北盆地金湖凹陷卞9井 $E_1f_2$5号砂体
深湖湖底扇	粗碎屑岩水下扇	黄骅坳陷高尚堡油田高10-1井 $E_2s_3^1$ 段 II 油层
	三角洲前缘斜坡扇	济阳坳陷牛主油田 E_2s_3 中段

一、冲(洪)积扇砂砾岩体储集层

湖盆中横向沉积体系中的冲积扇砂砾岩体，由于其近油源，易于成为油气储集层。根据其沉积时的气候环境分为两亚类，分别叙述于后。

1. *潮湿气候环境冲积扇储集层*

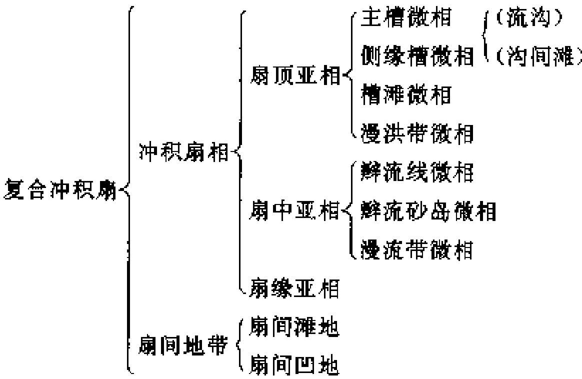
冲积扇砂砾岩体是以近源辫状河砾石坝为主体骨干、多种微相砂砾岩组合的一种复杂、非均质性扇形储集体，以克拉玛依油田中、下三叠统克拉玛依油层为代表，碎屑物搬运动力以河流为主，很少见泥石流沉积物。

下克拉玛依组油层在油田内已全面投入开发，面积100～400km^2不等，冲积扇厚20～40m，由山麓边缘向盆地加厚。岩性为灰绿色砾岩夹少量不等粒砂岩和不纯泥岩。泥岩呈不稳定透镜体或条带分布。在冲积扇剖面中上部，砾石成分几乎全属变质砂泥岩块，母岩为边缘山

系中的石炭系浅变质岩。砾石直径为2～60mm，分选差，含泥量5%～25%。砂岩在下部夹砾岩透镜体，向上渐趋成层，灰绿到棕红色或杂色。

冲积扇体储油物性属中、低渗透性，孔隙度16%～20%，渗透率(100～500)×$10^{-3}\mu m^2$，砾岩富集区为高产部位。它是一个很复杂的非均质体，不同微相部位储集层物性很不相同，亚相及微相带划分见表6-4。

表6-4 克拉玛依油田三叠系冲积扇岩相划分表



现以克拉玛依油田三-3开发区为例，将各微相储集层参数列于表6-5。

表6-5 克拉玛依油田三-3开发区各微相储集层参数表

微　　相	主　槽	侧缘槽	槽　滩	漫洪带	辫流线	辫流砂岛	漫流带
砂砾岩厚度/沉积厚度(%)	97.5	100	82.2	22.5	84.5	70.5	33
砾岩厚度/砂砾岩厚度(%)	96.5	60	89.8	36.9	94	61.8	0
粒度中值(mm)	3.69	1.25	2.75	2.0	1.8	1.88	0.11
分选系数(S_0)	6.01	3.34	4.66	13.45	5.57	5.87	8.85
泥质含量(%)	9.95	8.55		35.73	14.56	13.9	39.3
平均渗透率(×$10^{-3}\mu m^2$)	521	323		<1	556	283	13.2
渗透率级差(倍)	296	227	45.6		53	76.3	16.1
占石油储量(%)	44	6.5	14.5	0	20	15	0

据上所述，可见冲积扇砂砾岩体储集层有以下特征：

1)平面非均质性明显受微相带控制。扇顶的主槽和扇中的辫流线微相构成高渗透主体带，因此形成了明显的方向性。

2)层内非均质性在各微相带中均很严重，渗透率级差可高达数百倍。这是由砾岩特有的储集层结构所决定的。砾石间充填物的多少和粒度、砾石的支撑方式对储油物性影响非常敏感。由于各次洪泛事件沉积物粒度、分选、含泥量的多变性，使得垂向上渗透率变化大而无一定的规律。而其中的筛积物——砾石本身支撑的开启骨架砾岩，虽然厚仅数至数十厘米，延伸仅数米至数十米，但由于其渗透率特高，使冲积扇体的层内非均质性趋于复杂。

3)微观孔隙结构非常复杂。冲积扇砾岩的粒度组成极不均，砂充填砾间孔和泥充填砂粒间孔并存。这样复杂的填集方式，以及自生矿物的胶结，使得孔隙类型、大小、分布和形态都很复杂。孔隙类型有粒间孔、砾缘孔、界面孔(或砾石表面缝孔)、晶间孔等。孔隙直径可由近

1000μm 到小于 1μm，且分布很分散，呈多峰状(图 6－5)。平面上孔隙形态呈三角形、多边形或不规则形，孔喉比则高达 100～300。复杂的孔隙结构是冲积扇砾岩储集层的一个重要特征，给石油开采带来了一些在砂岩储集层所未遇到的困难。

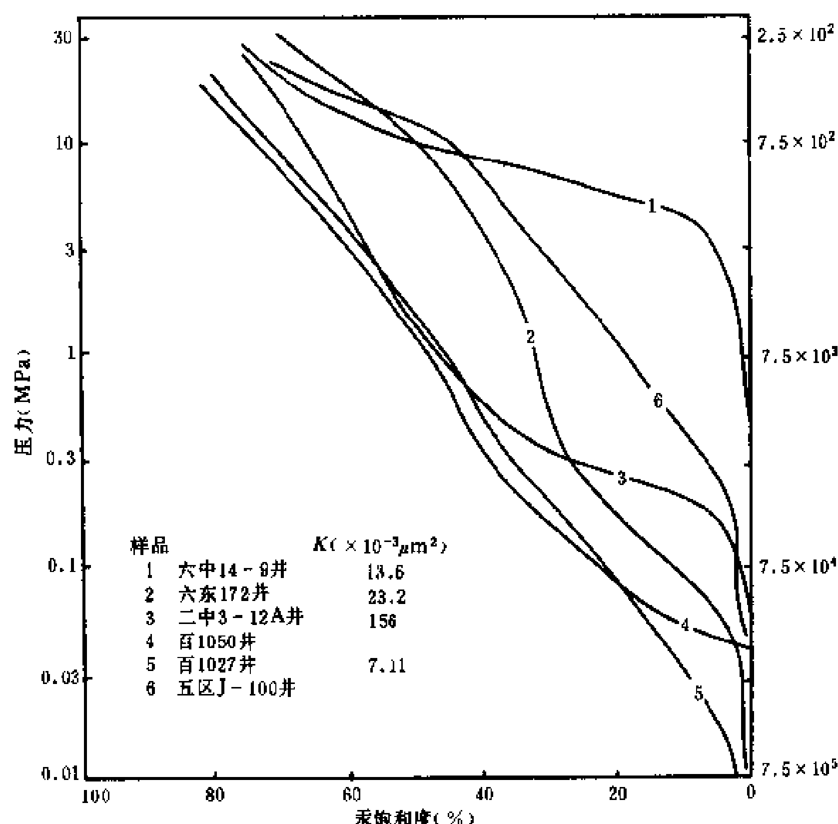


图 6－5 克拉玛依冲积扇粗碎屑岩油层润湿相汞饱和度与压力关系图

2. 干旱气候环境冲积扇储集层

此类储集层的特征是泥石流沉积非常发育，这是与潮湿气候环境下冲积扇储集层的显著差别。这些由泥质支撑的砾岩层，以泥质砾岩或砾状泥岩夹在其他水携砂砾岩层中间，实际上是一些不渗透隔层，使得冲积扇储集层在垂向上和平面上的连续性受到严重破坏，成为侧向上连续性很差的条带状储集体，如黄骅坳陷枣园油田。

枣园油田孔一段(E_2k_1)枣Ⅱ油组中基本没有动植物化石，发育红色泥岩、钙质结核，反映了陆地干热气候下的沉积特征；沉积物有牵引流，也有碎屑流及泥石流沉积；岩石矿物成熟度低，含石英 30%～42%，长石 34%～44%，火成岩岩块 11%～25%，变质岩岩块 1.8%～3.2%，泥质岩块 1.6%～2.3%；沉积物磨圆度差，砾石多为次棱角、次圆状；砂体侧向变化快，连通差。可以划分出若干种岩石相、沉积微相和沉积方式。

不同微相具有不同的沉积和储集层特征：①河流水携牵引流沉积形成的岩石分选好，泥质含量低，具有较高的孔隙度和渗透率；②清水碎屑流沉积形成的岩石分选差，多为砂砾混杂，泥质含量较前者高，孔隙度和渗透率均较低；③浊水碎屑流沉积的主要特点是岩石分选差，泥质含量高，孔隙极小，渗透率很低；④泥石流形成的岩石则主要为泥质，含少量砂砾，不具储集性能。

岩石的孔隙度、渗透率与其孔隙结构具有密切的关系，利用铸体薄片、扫描电镜及毛管压

段处于底部；其次，层内渗透率差异较大，以变异系数表示，一般在0.5～1.0，渗透率级差10～40，属中等到严重非均质。因此，在注水开发条件下，河道砂体储集层波及系数较小，表现为产能虽高，但含水上升快，高产期较短，需要较大的耗水量才能得到一定的采收率。

1. 曲流河砂体储集层

曲流河砂体以侧积的点坝砂为主体，主要发育于湖盆的纵向沉积体系和缓坡降的横向体系中，以及湖盆萎缩期准平原化阶段。少量分流河道也属曲流型。其储集层特征如下。

(1)层内沉积层序

曲流河点坝砂体是由多期侧积体侧向加积而成，形成向上变细的点坝层序。常见的岩性组合是：底部从冲刷面开始，与下伏泛滥平原泥岩呈冲刷接触，冲刷面以上发育含砾石中砂岩。少量砾石为源岩区母岩碎块，砾径数厘米，磨圆度好。层内常见泥质砾石碎块，有经一定距离搬运、具一定磨圆度的泥砾，也有显示就地快速沉积的泥岩角砾。从泥砾成分看有河岸垮塌物，也有保存良好纹层的河道充填泥岩的碎裂物。向上依次为中砂、细砂、粉砂、泥质粉砂，最上部覆以紫红色、灰绿色泛滥平原泥岩。沉积构造演变也具规律性，下部为规模较大的板状或楔状交错层理，向上规模变小，上部细、粉砂岩部分以波痕交错纹层为主；中间偶见少量平行纹层细砂岩；顶部过渡岩性常为一些砂泥分异不均的构造。泛滥平原泥岩为块状结构，多见碳酸盐结核和少量炭化植物碎屑、根系等。以具波痕交错纹层的粉、细砂岩作为顶层亚相，厚度约占20%～30%(图6-7)。

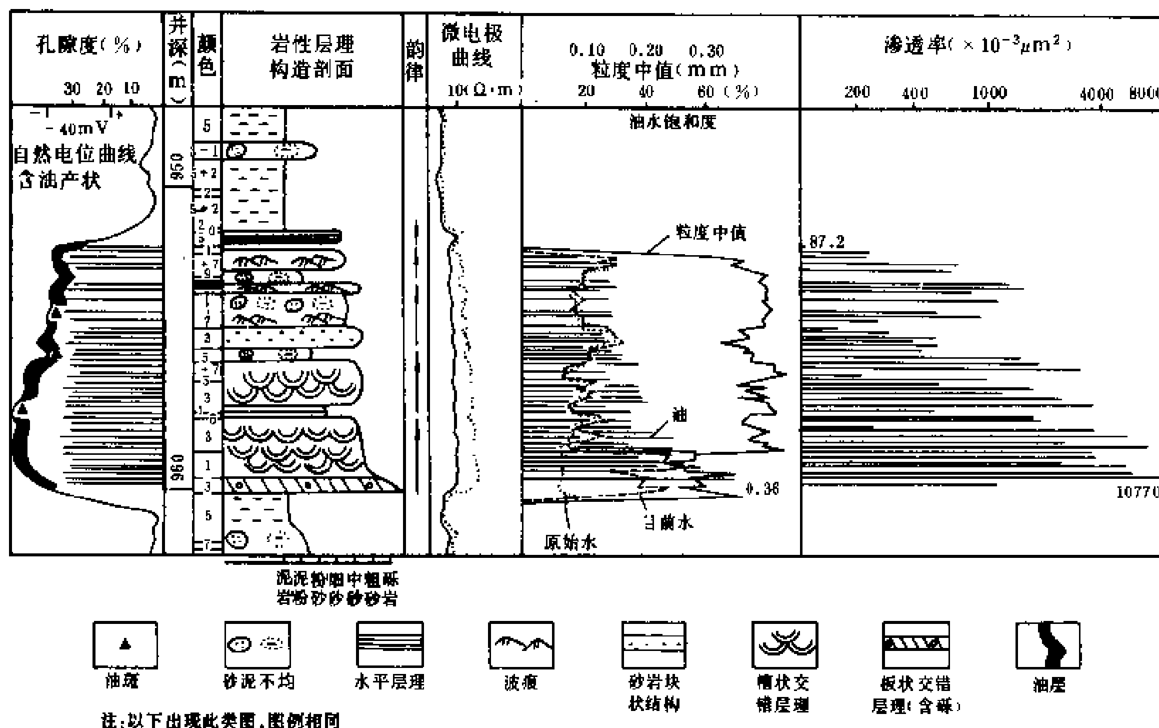


图6-7 高弯度曲流河砂体储集性能柱状图
——以大庆油田中部检3-23井葡萄花油层(K_2y_1)为例
颜色：0—白色；1—红色；2—紫色；3—褐色；4—黄色；5—绿色；6—蓝色；7—灰色；8—黑色 9—杂色

(2)层内非均质性

层内渗透率呈明显的正韵律性。最高渗透率段无一例外地处于砂层底部，向上降低，底部和顶部层段渗透率级差一般10～20，高者达50；渗透率变异系数较大，多数在0.8～1.0之间；突进系数多数大于3.5。其非均质程度是各种河道砂体中最大者。

层内泥质、粉砂质夹层以侧积披覆泥岩为主，多数侧积泥岩易于保存，但向下延伸较短，不到河深之半。单井剖面上显示于砂体上半部者出现频率高，显示于下半部者则不见。这类河道砂体实质上是下半部连通性很好，上半部呈半隔绝状态，形成了比较复杂的非均质特征。此外，充填式泥质夹层也常见，但连续性较差。两期河道砂体切割叠加成复合砂体时，泛溢泥质层亦成为层内隔层，连续性相对较好。

(3)砂体几何形态与规模

曲流河砂体以点坝为主体，包括整个曲流带内各微相砂体，构成一个成因单元。其几何形态与规模取决于曲流带的大小。因此，不同弯曲度的曲流河砂体，其规模可以差别很大。根据一些油田密井网对比(井距数十到300m)，湖盆中的小型河流，一般深5～7m(以一个完整的点坝层序为代表)，其高弯度(曲率大于2.0)曲流河成因的砂体宽约800～1000m，宽厚比约130～170；而低弯度曲流河(曲率1.5±)仅宽150～400m，宽厚比约为30～60，两者相差较大。

但是，曲流河特别是高弯度曲流河，一般发育于构造活动比较稳定时期，因此易于侧向连接扩大其连续性。松辽盆地发现的一些较大型的曲流河砂体，如葡萄花油层，一般都由多期成因的曲流河砂体连接成为一个宽达数千米的大砂体，连通性很好。

2. 辫状河砂体储集层

辫状河砂体在湖盆河流砂体中占有比较重要的地位，产出的机遇率较高。各个构造演化期，不论纵向体系或横向体系中，都有辫状河发育，特别是横向体系中，常以辫状河为主。这也是湖盆多短流程、陡坡降河流的一种反映。辫状河砂体以心滩坝为主，其储集层特征如下。

(1)层内垂向沉积层序

辫状河心滩坝主要沉积方式是垂向加积，砂体内部垂向上呈现无规律的粒度变化；底部与下伏泥岩呈突变接触，但最粗段并不一定在底部；顶部也可见较粗岩性(如砾状砂岩)与上覆泛滥平原泥岩直接接触；内部粒度跳级现象很常见。中国现已发现的辫状河砂体粒度都较粗，一般为中、粗砂级，剖面上普遍含砾，分选较差。砂体内部极少见泥质夹层，少数可出现数厘米厚粉砂夹层。

砂岩交错层理发育，可见高角度板状、槽状交错层理，部分则为平行层理。砂体顶部很少具波痕层理或水平纹层的粉砂、泥粉过渡层，泥岩层极不发育(图6－8)。

(2)层内非均质性

最高渗透率段位置一般处于中下部，渗透率变化较大，变异系数0.4～1.0，级差5～20，高者可达40以上，突进系数1.6～2.4。层内少见不渗透泥质隔层，辫状河碎屑物中较低的悬移质，在局部河道废弃后易于“复活”，使得废弃充填物也以细粒砂和粉砂为主，少见泥质充填物。一些辫状河砂体中，甚至粒间泥质杂基也很少见。此类辫状河砂体垂直渗透率接近于水平渗透率(表6－6)。

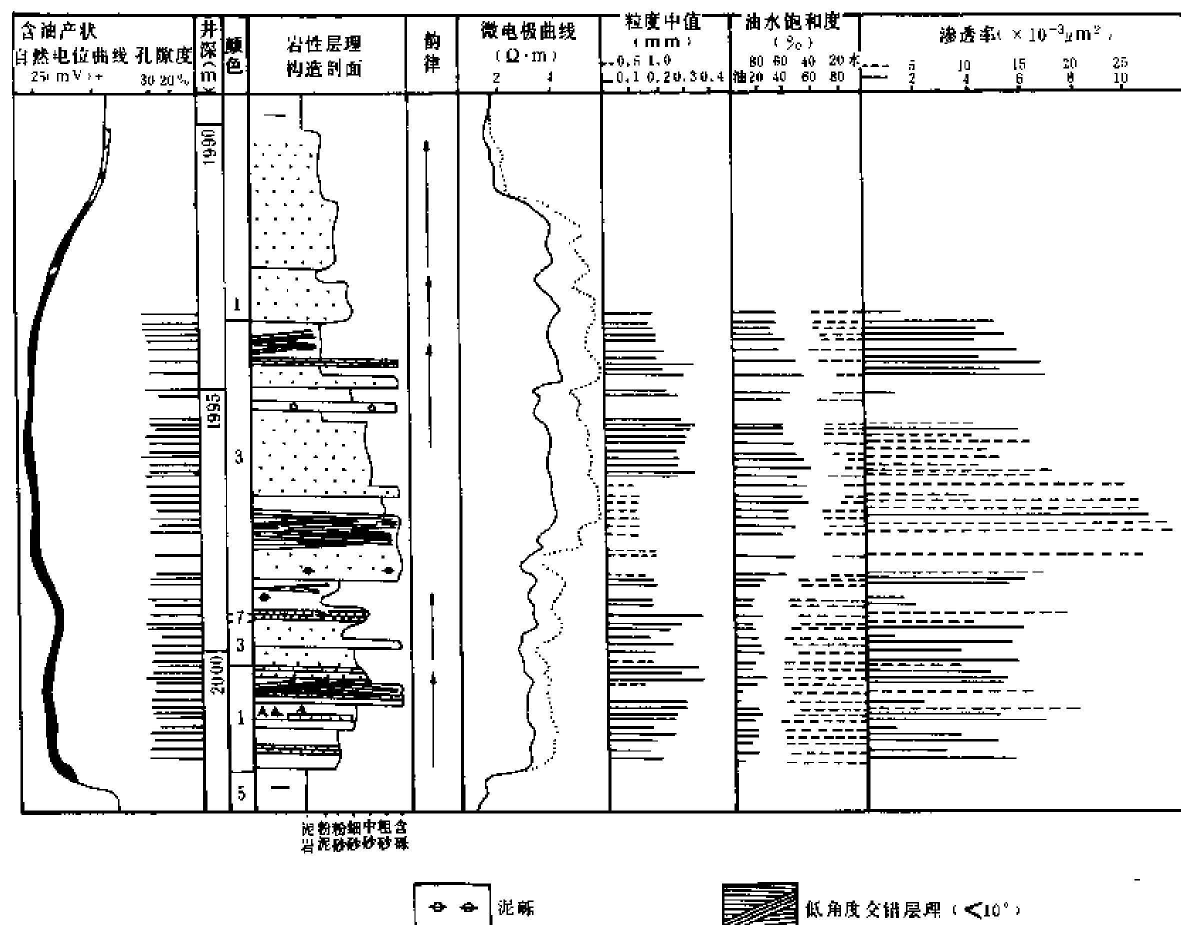


图 6-8 短流程辫状河砂体储集性能柱状图
——以渤海湾盆地胜坨油田检 1502 井 $E_{2+3}s_2^{3+4}$ 油层为例
其他图例和颜色标号同图 6-7

表 6-6 渤海湾盆地胜坨油田 E_3s_2 上部辫状河砂体垂直与水平渗透率关系表

(单位:$\times10^{-3}\mu m^2$)

水平渗透率	1000	2000	5000	10000	20000
垂直渗透率	800	1900	4500	9000	20000

(3)砂体几何形态与规模

湖盆中辫状河规模较小,单砂层厚度 3～8m。一些孤立的泛滥平原泥岩中,基本没有侧向连接的辫状河砂体,其宽厚比并不大,仅 40～80,接近于现代辫状河的下限值。但辫状河易于侧向摆动改道,侧向连接机遇率高。辫状河砂体侧向连续性有较大差别,可分为两类。

一类是短流程辫状河。发育于湖盆横向体系,规模较小,一般砂体厚度 5m 左右,流程较短,小于 20km,坡降较大,为 3m/km。由于构造活动比较活跃,沉降速率相对较快,辫状河砂体多数以成因单元孤立产出,单砂体宽 200～600m,宽厚比 40～80,只在下游冲积平原出现一些砂体间的连接,宽可达 2000m 左右。总的来说,侧向连续性较差。如胜坨油田沙二段储集层。

第二类是长流程辫状河。发育于湖盆纵向体系及准平原化阶段。在盆内坡降虽较小,但周边源区有充足的碎屑物供给时,仍可发育较大规模的砂体。如黄骅坳陷馆陶组北部沉积体系,

流程近 100km，侧向控制范围也近 100km，单砂层厚 5～8m，大者可达 10 余米。这类辫状河砂体，因单元之间连接频繁，可扩大至数千米宽度，成为侧向连续性很好的砂体。如港东油田一区六断块馆一段油层，就是凭藉巨大的连通砂体，而具有非常活跃的天然水压驱动能量。

3. 顺直型分流河道砂体储集层

顺直型分流河道砂体的沉积方式为填积式。河流废弃充填沉积成宽厚比很小的砂体，其储集层特征为：

(1)层内沉积层序

层内垂向上粒序显不对称的正韵律性，粒度总体呈下粗上细。下部粗段较厚，并且较均匀；上部粗段很快变细变薄，细粒级段较长，显示明显的不对称性。

底部具以泥砾为标志的冲刷面，主体砂岩属细砂级，向上粒度变化不大，但沉积构造规模有向上变小的趋势。下部具小型槽状交错层理，向上变为波痕交错纹理；上部从粉砂、泥粉、粉泥过渡为上覆泛滥平原泥岩。过渡岩性中具波痕纹理、水平纹层或砂泥分异不均的混杂结构。

上部以粉砂、泥质岩占主要厚度的不对称粒序剖面，则显示分流河道低速废弃充填的特征。砂岩底部仍具冲刷面，主体为具小型槽状交错层理或波痕交错层理的细砂岩；上部则反复出现厚度以厘米计的细、粉砂与粉砂质泥岩薄互层。泥粉或粉泥中可见清晰的水平纹层。规模相对较小的分支河流或是主干分流决口的分支流，携砂量不大。主要洪泛期本身携带的砂量只能充填小部分河道，而全部废弃充填过程较长，反复受其他主干分流的影响，携入少量砂碎屑，与河道断流间歇沉积的粉泥间互成层(图 6－9)。

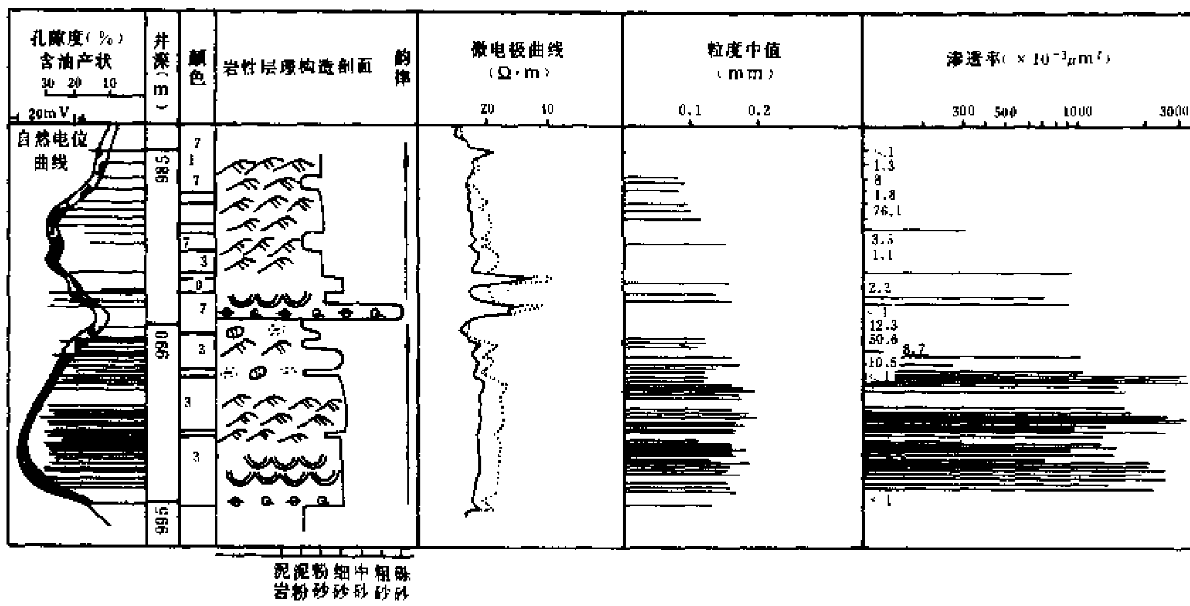


图 6－9 顺直型分流河道砂体储集性能柱状图

——以大庆油田萨 104 井萨Ⅰ$_{13-16}$油层(K_2y_{2-3}－K_2n_1)为例

图例和颜色标号同图 6－7

(2)层内非均质性

层内渗透率变化具正韵律性，最高渗透率层段位于底部。渗透率级差很大，可达 30～50，但主体砂岩部分差异程度较小，变异系数和突进系数分别为 0.5±和2.0±。

层内不稳定薄泥质隔层很少。多层叠加的厚砂体，由于层间的低渗透，粉、泥层绝大部分得以保存，故垂向上连通性很差，实际开发中仍可视为多个独立的砂体。

(3)砂体几何形态与规模

湖盆中顺直型分流河道砂体规模很小,单砂体厚3～5m,砂体宽厚比为20～40。大庆油田萨Ⅱ$_{13-16}$油层的顺直型分流河道砂,在井网加密到100～150m左右时,仍然表现多数砂体宽度仅为单井控制,在井网为300～500m时,约有1/4～1/3砂体根本没有钻遇。由此可见,侧向连续范围很小,是开发这类砂体油层的主要难点。

4.网状河砂体储集层

网状河是河流中一种特殊的类型,一般定义为:迅速填积、稳定、多河道互相交织、小坡降、低弯曲度、侧向上受限制的砂床或砾石床河流。网状河的成因条件主要有三:其一是沉积盆地以一定速率下沉或控制盆地沉积的局部基准面相对上升,以保证河道内连续快速填积,并使河流保持一定的平衡条件;其二是注入的沉积物要足以保持冲积平原环境;其三是稳定的岸质。

在鄂尔多斯盆地,三叠纪末印支运动使延长组遭受剥蚀,最后形成了一个宽广东倾的河谷系统,以东西向陕甘古河道为主干,很多南北向支流汇入其中,侏罗系首先开始沉积于这些河谷中。早期富县组到延安组延10层沉积期间,由于沉积充填与剥蚀基准面上升(河谷下切)基本保持准平衡状态,使碎屑物沉积主要受这一河谷系统控制,形成了一套网状河型的限制性河谷充填砂体。现已发现的油田多位于一些支流储集层中,如马岭油田延10油层是受自西南向北东进入陕甘古河道的两条支流(贺旗支河与庆西支河)控制的沉积。两条支流不同的母岩成分,形成了碎屑岩的不同矿物组合,导致成岩过程的不同孔隙度演化,使油田内相距不到10km的中区和南区储集层性质相差甚远。

(1)层内垂向沉积层序

岩性为一套分选差的砂砾岩,夹极薄层粉砂岩与泥粉砂岩。砂砾岩厚度占地层总厚的70%以上。矿物成熟度极低,在底部可见泥质砾岩,砾石零乱分散于泥质基质中,属泥石流沿河谷滑进的沉积物。

沉积层序总体呈现下粗上细的大的正旋回层序,下部以砾岩、砾状砂岩为主体,往上渐变为含砾砂岩或粗、中砂岩。内部由许多小正韵律组成,每一个小韵律也呈下粗上细,多数以突然出现数厘米厚的粉砂或泥粉而结束。单韵律厚1m左右,个别可达4.5m。砾状砂岩中可见砾石沿纹层排列,常见大量炭化枝干散布于较粗韵律底部。砂岩具大型槽状交错层理及平行层理。

这些沉积现象反映砂体是在突发性洪泛时,于河谷内填积而成。每一个小正韵律反映一次洪泛事件,同一规模的沉积构造贯穿上下,说明能量变化不大;而突然上覆以具水平纹层的泥粉废弃充填物,表明沉积事件的短促和快速废弃。其杂乱的砾石和枝干分布反映快速沉积的特征。层内不见碎屑泥砾,说明岸质较为固结。多数层内夹层(洪泛期间的充填物)得以保留,又说明河谷内充填沉积与沉降的相对平衡补偿。一些泥石流沉积出现于底部,反映其近源特征。综上所述,说明属于近源的网状河充填沉积(图6-10)。

(2)层内非均质性

网状河沉积砂体的层内非均质性属多个叠加的正韵律,原始渗透率级差不大,近于顺直型分流河道砂。当河道底部存在泥石流沉积时,最高渗透率段偏向中下部。层内粉砂质薄夹层厚度不大,部分可受到下一次沉积事件的剥蚀,因此连续性较差。

(3)砂体几何形态与规模

网状河限制性河谷充填砂体的几何形态呈"鞋带状",由于不断地填积叠加,砂体厚度可以几倍于河流深度。

马岭油田早期网状河充填砂体宽仅400～800m,后期宽厚比逐渐增大而向辫状河型转化,

晚期河道砂体宽可达1.5～2.5km，但主体粗相带仍保持相当好的继承性。从富县组到延10层这一期间沉积了近200m的砂层。

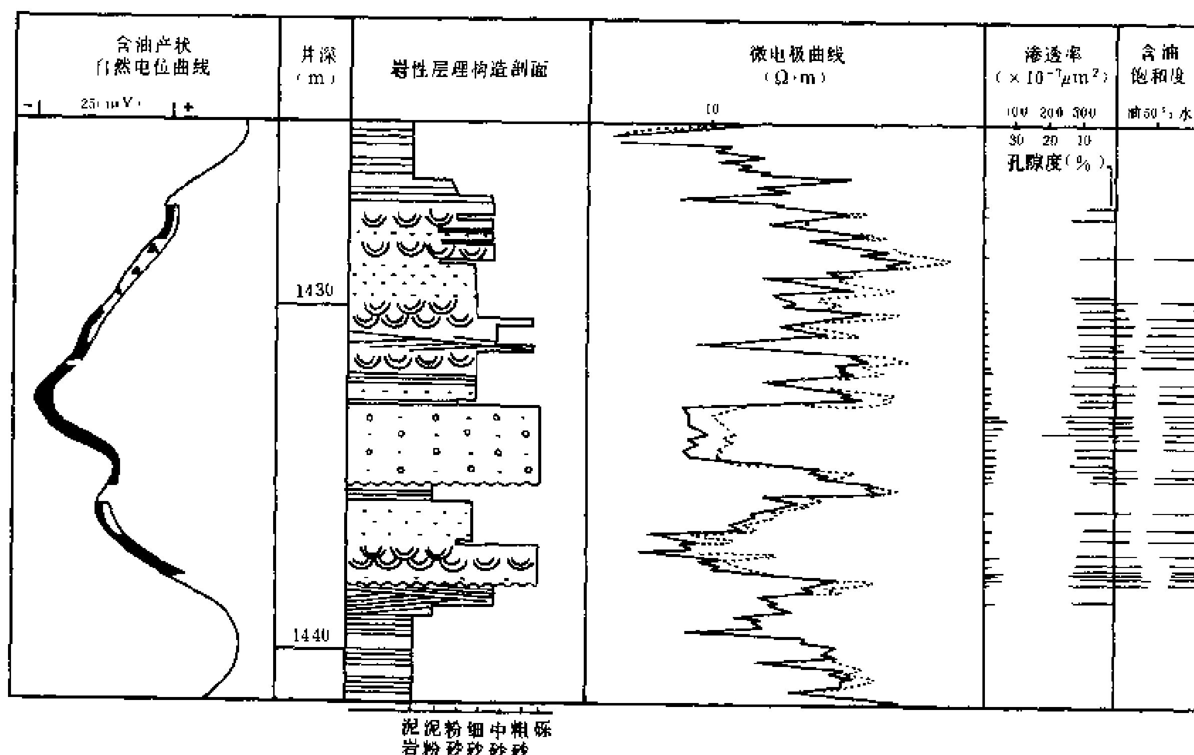


图6-10 网状河限制性河谷充填砂体储集性能柱状图
——以鄂尔多斯盆地马岭油田岭68井延10油层为例
图例同图6-7

三、三角洲前缘砂体储集层

河流入湖形成的三角洲，一般情况下为以河流能量占主导地位的高建设型三角洲，属于鸟足状一叶状三角洲。但随湖盆水体与物源区之间距离以及河流入湖坡降的变化，砂体也发生变化。如在近物源、陡坡降条件下就产生了三角洲的特殊类型——扇三角洲，在湖盆中占有重要的地位。在两种主要类型间，还存在一些过渡类型。

下面分别叙述鸟足状三角洲、扇三角洲和过渡型三角洲这三种砂体储集层的特征。

1.鸟足状三角洲前缘砂体储集层

湖盆鸟足状三角洲分流河道砂体以顺直河型为主，少量为低弯曲度的曲流河型。前缘砂体在体积上则以内前缘河口砂坝砂占绝对优势，外前缘席状砂体较少，三层结构组成了三角洲反旋回粒序(图6-11)。

鸟足状三角洲距物源远，因而砂岩粒度较细，河口坝主体一般为细砂岩。由于入湖坡降较小，河流作用显著，向湖前积比较自由，不易在河口堆积成较厚的河口坝，砂体厚度较小，略厚于分流河道砂。砂体几何形态呈条带状，有明显的水下河道特征，垂直岸线分布，向湖前积延伸可以很远。如大庆油田葡I_{1-4}层杏树岗三角洲，河口砂坝单砂层厚5m左右，向湖延展约20km。以每个河口坝主体为核心，粒度、厚度向两侧和前端均匀变细、变薄，砂体逐渐分叉，代表一个分支流建设的“小叶状体”。因此，这类三角洲前缘砂体，通过席状砂连接，有一定的侧向

连续性，这是与三角洲平原上分流河道砂体(基本呈孤立型)的重要不同点。但在注水开发中，顺河口砂坝渗透率仍然具有明显的方向性(图 6-12)。

鸟足状三角洲河口砂坝的层内粒序不具典型的反韵律，在中下部呈现相对较粗的复合韵律特点，砂岩交错层理发育，反映在层内渗透率变化上则是最大渗透率段在中下部，渗透率非均质程度较小，变异系数 0.8 左右，突进系数 2.2 左右。

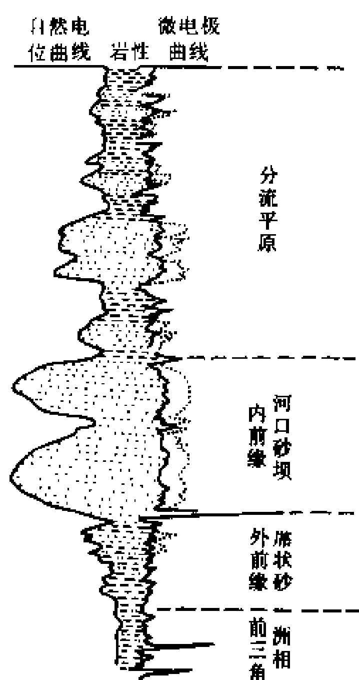


图 6-11 鸟足状三角洲砂体发育柱状图
——以大庆油田杏 156 井葡I_{1-4}油层(K_2y_1)为例

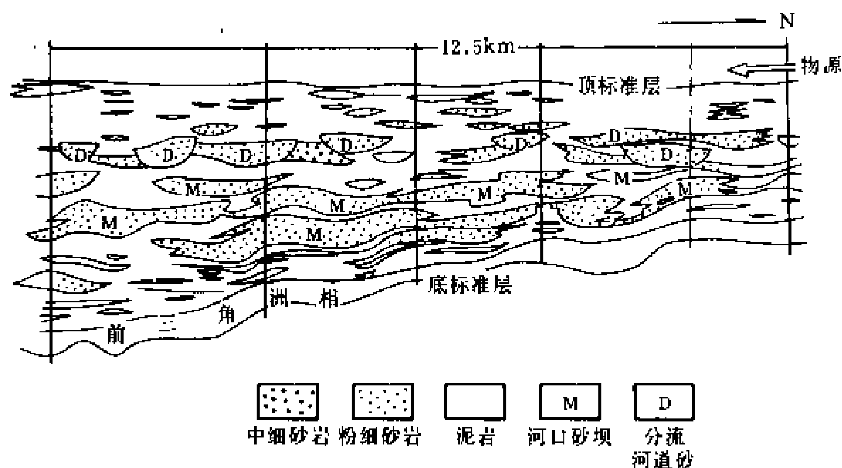


图 6-12 鸟足状三角洲砂体发育剖面图
——以大庆油田杏树岗北部葡I_{1-4}油层(K_2y_1)为例

鸟足状三角洲外前缘席状砂很不发育，属粗粉砂岩，呈零星小片分布，厚 1m 左右，渗透率较低而层内变化小，可视作均质体。

2. *扇三角洲前缘砂体储集层*

已发现的扇三角洲砂体都属于粗碎屑岩，砾岩或砾状砂岩在厚度上占有主要地位。坡降很陡(数十米/千米)，湖体较深，近源的扇三角洲呈"吉尔伯特式"。如河南双河油田核三段储集层，顶积、前积、底积层明显，沉积物很粗，砾岩和砾状砂岩占总厚度的 70%以上。其层序自下而上为：

湖相——前三角洲相，具水平层理的深褐色泥岩；

底积层——绿灰色泥质粉砂岩、泥岩与粉、细砂岩间互，水平层理和波痕交错层理发育；

前积层——块状及具高角度斜层理的砂、砾岩为主，夹薄层绿灰色泥岩、泥质粉砂岩，前积层倾角高达 25°左右；

顶积层——块状砾岩与砾状砂岩，有的可见斜层理，砾石略具定向排列，并与上覆层呈突变接触(图 6-13)。

前缘砂体由中、下扇部分组成，几何形态呈扇形。近端厚，远端薄，呈楔形分布。一个扇叶为一个连通的储集体，沿沉积走向、垂向上的岩性组合比较稳定，向远端逐渐变细，但扇叶中的水道粗相带部分可能构成方向性渗透率。

扇三角洲体向湖伸展面积很小，多数仅几平方公里，但砂砾岩体沉积厚度大，单层可达数十米，仍然可以成为具有相当体积的储集层。

层内非均质性以反韵律和复合韵律粒序为主。中扇部分相当于内前缘，垂向上粒序组成底

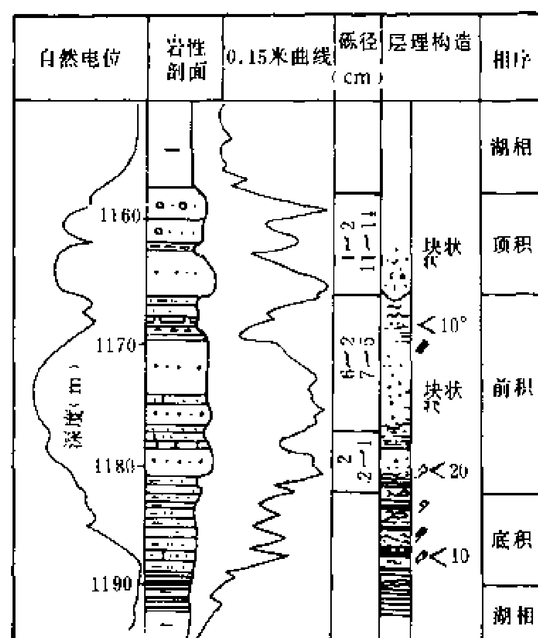


图 6-13 扇三角洲砂体发育柱状图
——以南襄盆地双河油田泌 21 井核三段($E_{2-3}h_3$) Ⅰ$_3$ 油层为例
图例同图 6-7

积层－前积层－顶积层完整的层序，呈现以反韵律为主体、上部有较短正韵律的复合韵律。下扇部分相当于外前缘，垂向上粒序组成底积层－前积层，无顶积层沉积，呈反韵律。

这类粗碎屑岩岩石结构不是单一的单模态形式，也属双模态或复模态，粒度与渗透率关系在砾状砂岩以上的粒级段不再呈正相关，渗透率随粒度增大保持不变或者减低。因此，其层内渗透率变化不完全与粒度韵律性一致，应作具体分析。但这一现象对层内渗透率非均质程度影响不大，仍表现相当高的非均质性。绝大多数单层变异系数大于 1.0，高者达 1.6 以上，属湖盆储集层非均质最严重之列。层内薄夹层较多，有一定的分布范围，在数百米井距的井网下，以井组为范围，多数还可以进一步把一个扇三角洲砂体在垂向上再分为几个储集层。

近源、陡坡降而湖体较浅时的扇三角洲，如辽宁兴隆台油田兴隆台油层，岩性仍然较粗，以厚层粗砂岩、含砾砂岩和砾岩为主，夹灰、灰绿及少量紫红色泥岩。砂砾岩中之表鲕、斜层理、平行层理等反映出浅水的沉积特征，而砂砾岩上下围岩之灰绿、紫红色泥岩以及存在干裂、植物根系等则表明水体极浅，间或暴露水面。这类扇三角洲体三层结构不甚明显，而前缘砂体具显著的指状分布特征。砂体间以砂、泥间互层中的薄层砂体相连，前端很快过渡为前三角洲泥。

总之，扇三角洲前缘砂砾岩体同河流三角洲相比，具有厚度大、面积小、碎屑颗粒粗、分选差、渗透率变化大、孔隙结构复杂的特点。特别是微观孔隙结构特征近似于冲积扇储集层，而远不同于河流三角洲砂体。

3. 过渡类型三角洲前缘砂体储集层

在湖盆缓坡一侧横向体系或小型湖盆纵向体系中，发育过渡类型三角洲。其前缘砂体特征也介于上述两类三角洲之间。如济阳坳陷胜坨油田沙二段储集层，处于盆地大断裂一侧的纵向沉积体系，沉积中心到物源区约 30km，坡降 8～9m/km。从近源端到远源端，发育了冲积扇、短流程辫状河，并由辫状河分支入湖直接建设三角洲。河口砂坝岩性以中、细砂岩为主，顶部偶含

砾石，单砂层厚度15～20m。几何形态仍然受河流控制，主体部位垂直岸线，向湖前积延伸约5km，但均不如鸟足状三角洲明显。河口坝之间被大面积散布的席状砂连接，三角洲形态介于扇形和鸟足状之间，呈不规则边缘的舌状分布（图6-14）。

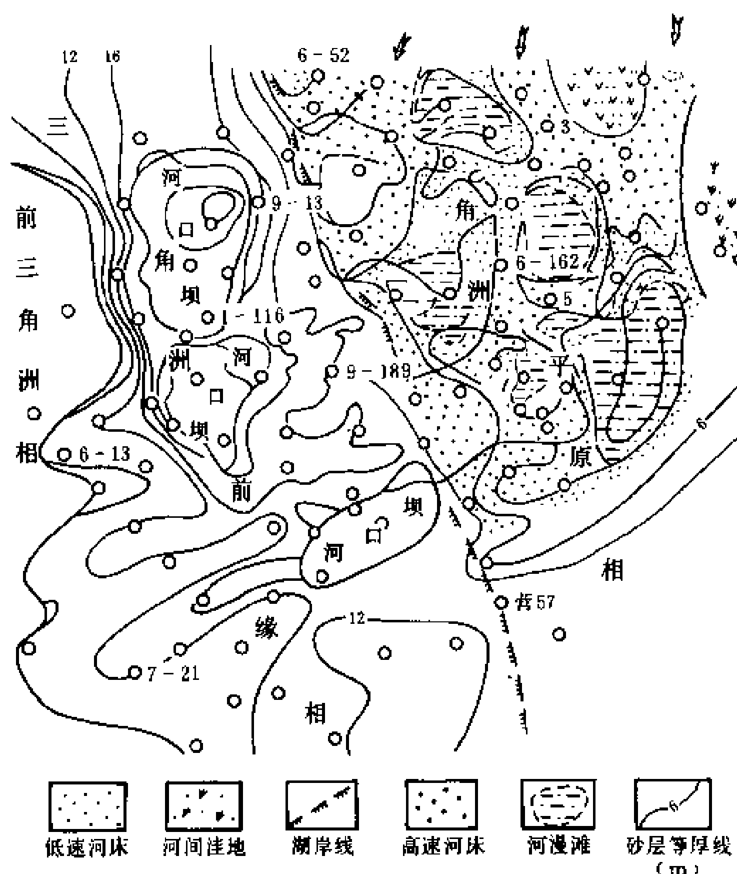


图6-14 过渡类型三角洲沉积相图

——以渤海湾盆地胜坨油田沙二($E_{2-3}s_2$)8^3油层为例

河口坝层内粒序呈典型的反韵律。由下部粉、细砂岩夹泥粉、泥岩薄层，向上渐变为细砂岩，顶部为中砂岩，偶含砾石。原生沉积构造也由下部的水平纹层富含虫孔向上至顶部可见少量交错层理。渗透率向上变大，顶部最大层段与底部最小层段的渗透率级差可达40。层内薄泥质夹层主要分布于下部。这类河口坝储集层的注水开发效果很好。过渡型三角洲在河口坝间与外前缘带席状砂体比较发育，有一定厚度（可厚达4m），并具一定的反韵律特征。

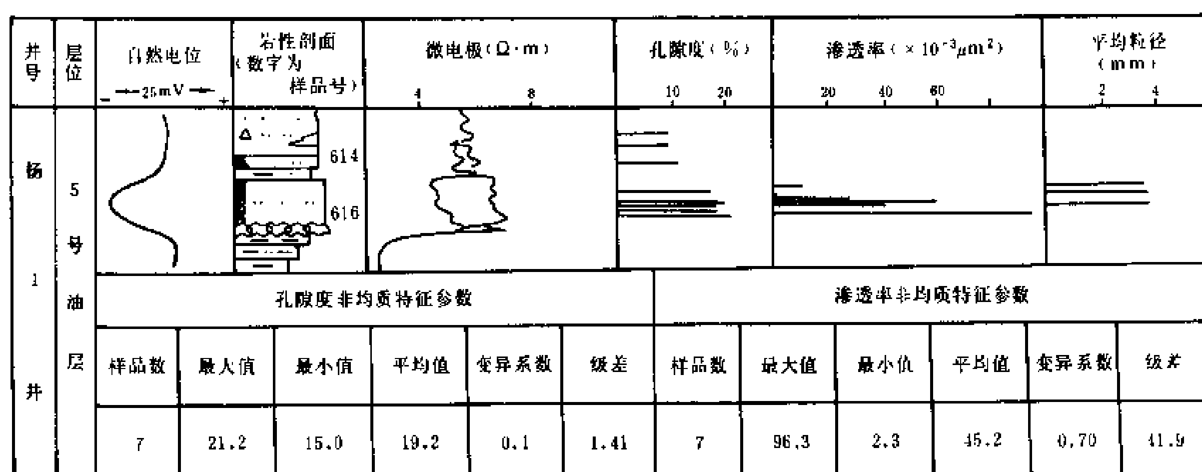
四、浅湖滩、坝砂体储集层

湖盆中的滩、坝砂体是由发育在湖泊边缘、湖泊中部局部隆起区以及湖湾等处的砂滩和砂坝形成的。经受湖浪或湖流改造后的滩、坝砂体，结构成熟度和矿物成熟度皆高于其他砂体；泥质含量少，粒度适中，分选良好，原生孔隙大，由于其发育部位邻近生油区，钙质胶结物在成岩后生阶段易被溶解，次生孔隙比较发育，故具有较高的孔隙度、渗透率，和较好的连通性和连续性。此类砂体无水采油期长，高产稳产，开发效果好，但砂体体积小，储量较小。依形态不同而分别称为砂滩砂体和砂坝砂体，此两类砂体于松辽、二连、渤海湾、江汉、苏北、四川、三水、柴达木等盆地均已发现，其所含石油储量占全国探明储量的1.5%。

现以苏北盆地金湖凹陷阜二段为代表，说明砂体的储集特征。

1. *滩砂体*

岩性组合由细砂岩或粗粉砂岩、细粉砂岩或泥质粉砂岩与泥岩组成。单层最大厚度6.5m，砂岩成熟度高，石英含量65%～70%，长石含量20%～25%，岩屑含量10%～20%，粒度2～4φ。韵律多样，正韵律、反韵律及完整韵律皆有，胶结物碳酸盐达18%。砂岩孔隙度平均为15%～20%，渗透率经常小于$1\times10^{-3}\mu m^2$，平均约$14\times10^{-3}\mu m^2$。正韵律滩砂下部为高渗透率段，平均渗透率$80\times10^{-3}\mu m^2$；上部为低渗透率段，平均渗透率$20\times10^{-3}\mu m^2$，层平均渗透率为$45.2\times10^{-3}\mu m^2$。变异系数0.70，级差为41.9，属严重非均质偏好型，趋向中等非均质，垂直渗透率与水平渗透率比为0.10(图6-15)。复合韵律滩砂实际上是由多个小型全韵律组成的砂体。砂体上下各有高渗透率段和低渗透率段，下部最高渗透率可达$163.2\times10^{-3}\mu m^2$，上部最高渗透率可达$60\times10^{-3}\mu m^2$，平均$40\times10^{-3}\mu m^2$。变异系数1.0，级差54，属严重非均质型，上、下段垂直渗透率与水平渗透率比值各为1.95和0.48。



孔隙度非均质特征参数						渗透率非均质特征参数					
样品数	最大值	最小值	平均值	变异系数	级差	样品数	最大值	最小值	平均值	变异系数	级差
7	21.2	15.0	19.2	0.1	1.41	7	96.3	2.3	45.2	0.70	41.9

图6-15　油层层内非均质剖面图

——以苏北盆地金湖凹陷杨1井阜二⁵($E_1f_2^5$)油层为例

2. *坝砂体*

岩性组合为浅灰色粉砂岩夹粉砂质细砂岩与暗色泥岩，偶夹薄层鲕灰岩和生物灰岩。砂岩矿物成熟度较高，石英含量65%～70%，长石20%～25%，岩屑10%～15%。胶结物以碳酸盐为主要成分，含量达10%～20%，粒度标准偏差1.2～1.5，表明结构成熟度高，孔隙度17%，渗透率$52\times10^{-3}\mu m^2$。

浅湖砂坝砂体具有向上变粗的岩性序列，粒度以反韵律和完整韵律为主，发育浪成波痕，波痕指数$RI=6\sim7$，$RSI=1$，遗迹化石丰富，多见斜交、垂直潜穴及"Y"形迹。上部具有小型交错层理，平行层理。偶见双向交错层理和低角度交错层理。倾角测井资料反映出上陡下缓的反韵律特征。

砂坝砂体具有全韵律和反韵律两种类型。全韵律砂体渗透率分布为中间高、上下低，中部渗透率达$(80\sim115.6)\times10^{-3}\mu m^2$，上下渗透率为$(5\sim11)\times10^{-3}\mu m^2$，平均渗透率为$50.1\times10^{-3}\mu m^2$。变异系数0.79，级差21，未见夹层。垂直渗透率与水平渗透率比值为0.34，属中等非均质偏好型。

3. *滩、坝砂体的平面非均质性*

在金湖凹陷阜二段发育的滩、坝砂体可以分为席状砂、丘状砂、肾状砂和土豆状砂4种几何形态。席状砂可以覆盖两个油田，丘状砂可以在一个或半个油田展布，肾状和土豆状砂则仅分布在开发密井网几口井到一口井的范围，且分布零星，不太发育。坝砂以肾状和土豆状为主，丘状次之。滩砂以席状为特征，席状砂体连通性好，连续性高；丘状砂体轴部为低渗带，翼部为高渗带。席状砂的渗透率变化与波浪高能带和低能带相呼应；丘状砂体由于形成时的重力分异，使砂体下粗上细，形成轴部渗透率低于侧翼地区。

近年来，陆相湖盆中风暴沉积已有不少报道，风暴沉积无论其形成的动力机制，还是最终形成的砂体特征，皆与滩坝砂体有许多相似之处。但是对这类储集层所做的工作还有待进一步完善。

五、深湖湖底扇储集层

深湖湖底扇砂体基本上可以概括为两种类型：一是横向体系深断裂一侧发育的粗碎屑岩水下扇体，其范围大，厚度大，能形成一定规模的储集层，油气一般赋存在扇中水道部位。例如辽河西部凹陷西斜坡、东营凹陷西北斜坡和高尚堡等油田沙三段储集层；二是发育在纵向体系三角洲前端的透镜状小型浊积扇以及相关的浊积砂体。例如东营凹陷牛庄油田沙三段储集层，此类砂体被生油岩所包围，往往形成低渗异常高压层，但扇体规模小，难以形成大型油藏。

1. 粗碎屑岩水下扇储集层

粗碎屑岩水下扇一般夹于湖相泥岩中，砂砾岩矿物及沉积结构成熟度低，常见递变层理和块状层理，砾石一般无组构，具有重力流沉积特征。砂砾岩中泥质含量低，很难见到明显的泄水构造。同一岩石单元中砾径差异不大，层内泥砾较少，泥岩撕裂屑不发育，少量泥砾呈扁平排列，表示有一定的搬运作用，代表中扇水道内高密度浊流沉积。砂砾岩体内部岩相变化快，向上略显变细层序，粒级变化不大，仅在顶部相变成薄层中细砂岩。水道间溢岸沉积过渡岩性除少量溢流支道沉积外，多为粉砂岩及泥质粉砂岩，少量细砂岩，与水道内沉积砂砾岩差异很大，说明溢岸碎屑物极少(表6－7)。

表6－7 粗碎屑岩水下扇的亚相及微相划分表

相	亚相	微相
水下扇	上扇	主水道
		天然堤
	中扇	水道
		水道间
		溢岸支道
	下扇	席状砂
		经典浊积岩

有意义的油气储集层是中扇水道、溢岸支道及席状砂体。水下扇沉积岩相变化快，成因单元砂体侧向连续性一般只限于水道宽度范围，除水道摆动频繁地区外，其他地区砂体侧向连续性变差，油层平面分布不均匀，如高尚堡高30区块油层连通系数为40%～50%。另一方面，由于储集层砂体内部为多次能量大小不同的重力流事件的产物，各次水道皆为正韵律，水道砂体总的叠加为复合韵律，从而加剧了非均质性。以上特点决定了油井单产高低悬殊，只有在较密的井距下才能有效地控制砂体(图6－16)。

与其他扇类砂体一样，粗碎屑水下扇砂砾岩也具有粒度和物性的双模态特征。对高尚堡油田研究表明，当粒度中值小于0.6～0.7mm时，岩性越粗物性越好，孔隙度、渗透率值越高；而不等粒砂岩物性相对较差，中砂岩以上为储集层，细砂岩为差储集层或非储集层，更细的砂岩

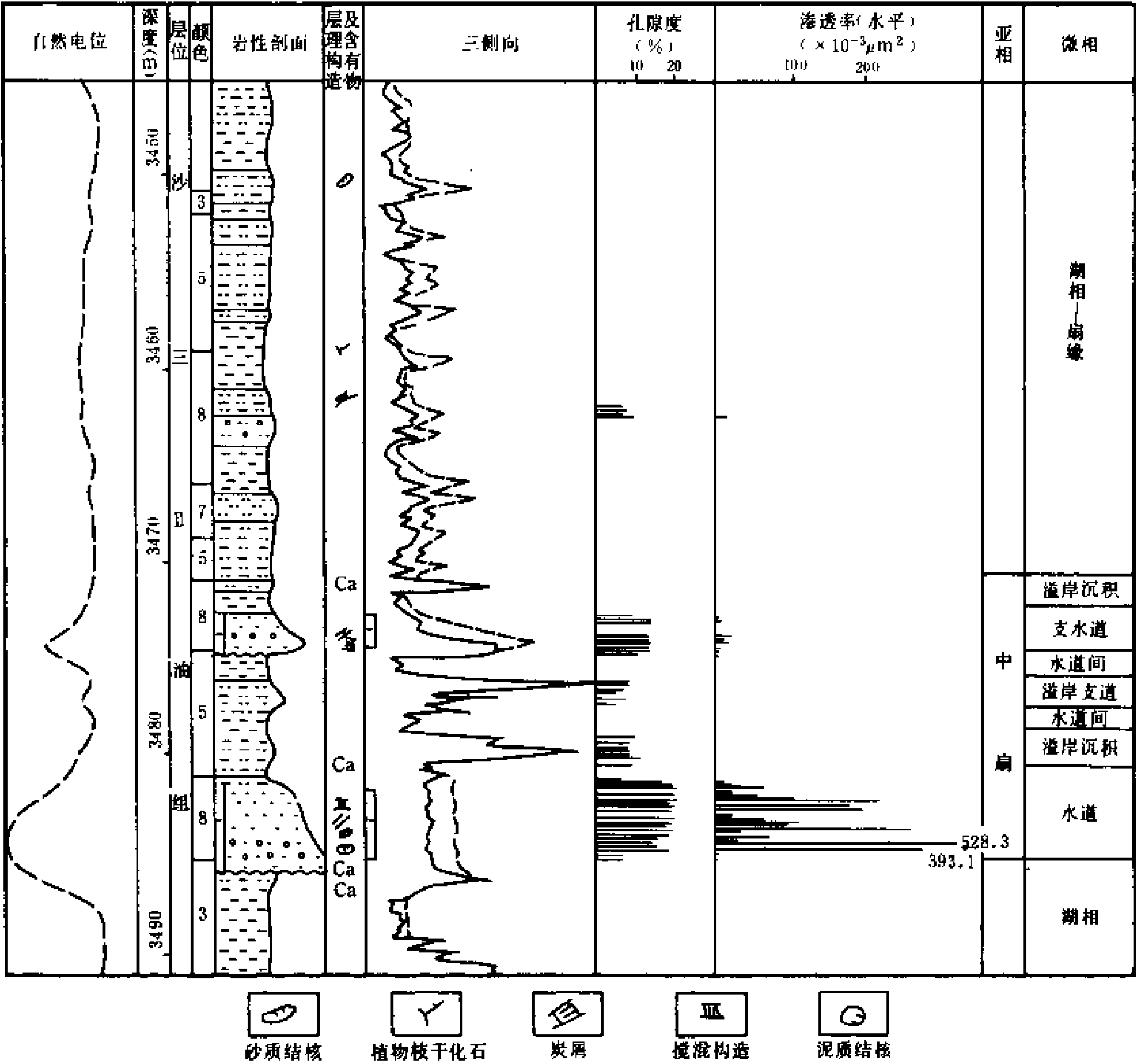


图 6-16 水下扇砂体储集性能柱状图

——以黄骅坳陷高尚堡油田高 10-1 井沙三³段($E_2s_3^3$) II 油层为例

不具储集性能。根据砂岩的毛细管压力特征,可以划分出 4 类不同的储集层(表 6-8)。其中 I、II 类储集层多为中扇水道微相沉积,水道微相储集层内部的粉—细砂岩夹层则可能属 III、IV 类储集层,中扇溢岸支道微相沉积也属于 III、IV 类储集层。

表 6-8 砂岩的毛细管压力分类及特征参数表

项目 \ 毛管压力类型	I 类 均匀喉道型	II 类 不均匀喉道型	III 类 低渗均匀喉道型	IV 类 非储集层型
渗透率($\times10^{-3}\mu m^2$)	297.9	30.35	6.49	0.16
孔隙度(%)	16.37	14.864	15.45	10.5
岩 性	含砾、不含砾的粗—中砂岩	含砾中—粗砂岩	多为中—细砂岩,少数为粉—细砂岩	含泥质细—粉砂岩

续表

毛管压力类型 / 项目	Ⅰ 类 均匀喉道型	Ⅱ 类 不均匀喉道型	Ⅲ 类 低渗均匀喉道型	Ⅳ 类 非储集层型
排驱压力 p_d(MPa)	0.0415	0.0682	0.199	0.637
最大连通孔喉半径 R_d(μm)	25.55	14.27	5.09	1.16
中值压力 p_{50}(MPa)	0.532	7.7	4.413	
中值半径 r_{50}(μm)	4.87	0.137	0.198	
相对分选系数	0.82	1.52	1.14	3.11

据高尚堡油田统计结果，高 30 区块 Ⅰ 油组和 Ⅱ 油组($E_2s_3^1$)的砂岩百分数分别为 30%和 25%～40%，表明 Ⅰ 油组多为孤立的单个砂体，Ⅱ 油组砂体连通情况略好，砂体宽度一般为 200～500m，极少可达 700m。砂体几何形态为条带状、席状、不规则指状和土豆状 4 种类型。条带状砂体为水道快速堆积后改道所形成，砂体宽度 150～400m；席状砂体为水道多次摆动叠加所形成，其砂体宽度一般大于 600～800m；不规则指状砂体是以上两种的组合，指部宽度 150～400m，指状连接处宽达 700m 左右；土豆状砂体规模很小。

粗碎屑岩水下扇纵向上是多次突发事件沉积的产物，每次事件在垂向上碎屑粒度是规律变化的。一个单砂体往往由几个大的沉积韵律组成，每个大的韵律底部含砾，自下而上显示正韵律特征。每个大韵律又由多个次一级的粒序递变的小韵律组成，按单砂层韵律分为 4 种类型。

1)正韵律：分布于水道内，平面上呈条带状分布，粒度向上变细，渗透率向上减小；

2)反韵律：分布于水道出口处，平面上呈片状或叶状体分布，粒度向上变粗，渗透率向上增大；

3)复合韵律：粒度自下而上由细变粗再变细，渗透率向上由低增高再降低；

4)韵律不明显均质段：粒度相对均匀，渗透率垂向上无明显变化，砂体分布于水道坝口外缘，呈叶状展布。

储集层砂体一般以正韵律和复合韵律为主，占砂岩总厚度的 92%，说明储集砂体一般在扇中部位最为常见。

4 类不同韵律砂体的层内非均质参数如表 6－9 所示。

表 6－9　黄骅坳陷高尚堡油田 3106 井取心井段砂体层内渗透率非均质参数统计表

小层	韵律性质	井段(m)	厚度(m)	渗透率非均质参数		
				变异系数	突进系数	级差
Ⅱ	正	3583.8～3588.8	5.0	0.75	1.86	40
Ⅱ	复合正	3594.8～3602.8	8.0	0.77	1.76	22
Ⅳ	正	3869.5～3875.5	6.0	1.82	5.06	90
Ⅲ	正	3695.4～3699.4	4.0	1.49	3.24	23
Ⅲ	正	3700.6～3705.7	5.7	0.71	2.21	5
			平均	0.93	2.27	36

续表

小　层	韵律性质	井　　段 (m)	厚　　度 (m)	渗透率非均质参数		
				变异系数	突进系数	级　　差
I	复合	3569.4～3578.0	8.6	1.08	3.15	100
Ⅱ	均	3783.8～3792.5	8.7	1.39	4.48	90
Ⅳ	均	3898.6～3903	4.4	0.92	2.11	15
Ⅲ	均	3726.6～3732.5	5.9	0.85	2.74	13
			平均	1.06	3.12	55
Ⅱ	反	3743.3～3746	2.7	0.86	2.14	10

储集层砂体内夹层岩性是以泥岩(或砂质泥岩)、泥质粉砂、粉砂岩及灰质砂岩组成。砂层厚度 4～6m 时,一般会出现 2～3 个夹层;6～12m 厚的砂层有 4～6 个夹层,夹层之间的砂体厚度一般为 0.8～2.5m,平均 1.8m。夹层厚度一般为 0.2～0.9m,平均 0.34m。有 3/4 的夹层其厚度百分数(即夹层厚/每米砂层厚)为 10%～22%之间。水道砂体的夹层延伸宽度受水道宽度的限制,一般为几十到 300m 左右。非水道砂体中夹层受湖相沉积控制,延伸宽度大于 300m,但出现的频率较小。

2. 三角洲前缘斜坡扇储集层

三角洲前缘斜坡扇是由三角洲前缘沉积物滑塌直接插入深湖相泥岩中形成的,二者形成垂向上有规律的组合,砂体之间以深湖相泥岩隔开(图 6-17)。

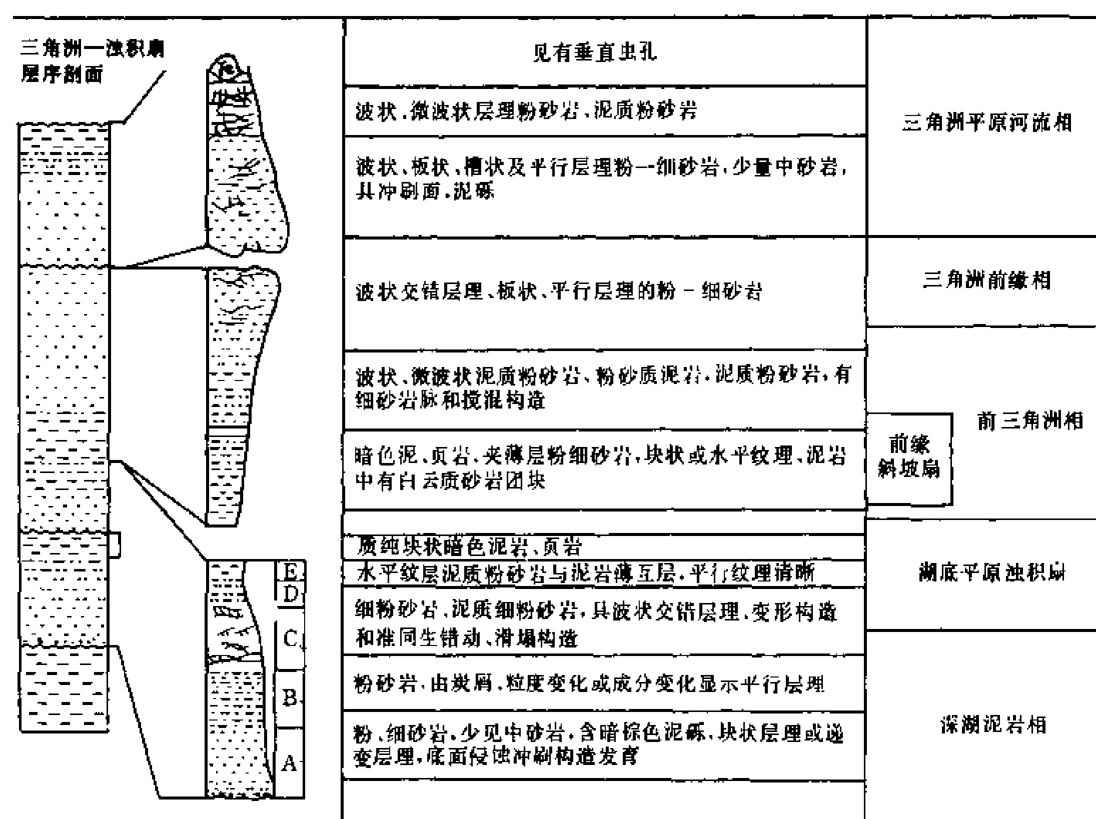


图 6-17　三角洲前缘—浊积扇层序图

——以济阳坳陷牛庄油田沙三中段($E_{s3}^{中}$)为例

斜坡扇形成过程的每次滑塌，其底部皆对前期沉积物产生侵蚀作用，形成滑塌侵蚀面。侵蚀面上堆积有单层浊积砂体，其上为正常的深湖相泥岩层；因此形成三角洲前缘斜坡扇浊积砂体储集层三要素，即滑塌侵蚀面、单层浊积砂体和泥质间隔层。

滑塌侵蚀面起伏不平，但总体倾向与三角洲倾向一致，下伏前滑塌期深湖相泥岩，上覆滑塌浊积体。浊积砂体是斜坡扇的基本储集单元，平面上呈椭圆形，剖面上呈透镜状，纵向上指状交错；单层浊积砂体构成一个鲍马序列，厚度 0.5～5m，少数大于 5m；泥质间隔层主要为暗色泥岩和粉砂质泥岩，面积较大，起分隔单层浊积体的作用；其厚度依滑塌侵蚀强度的差异而不同，有时被侵蚀殆尽，导致两个浊积砂体之间相互连通，往往构成一个统一的压力系统。

浊积砂体的物性随粒度和分选性的变化而变化，由于具有粒度向上变细、分选性向上变好的特征，因此，储集层物性表现为底部差，中下部最好，向上又变差的复合韵律性。鲍马序列 A 段常为非储集层。

深湖地区的浊积砂体由于处于烃源岩的包围之中，具有自生、自储、自盖的良好条件，因而常形成透镜状岩性油藏。这类储集层物性较好，初期产量高，压力大，具有异常高压特点。但由于砂岩透镜体规模小，井距大于 200m 很难控制住，给油田开发带来不少困难。

第三节　陆相碎屑岩储集层的成岩作用

一、成岩作用的研究意义

70 年代中后期，通过对世界上一些大油田储集层孔隙结构和成因类型的研究(Schmidt et al.，1979)，认识到深部储集层物性的改善，往往与次生孔隙的发育有关。了解次生孔隙的分布，对深部储集层评价和预测有重大意义。因此，成岩作用研究已引起沉积岩石学和石油地质工作者的广泛重视，为岩石矿物研究开拓了新的领域。

在 80 年代，国内成岩作用研究方面取得了很大进展，如次生孔隙识别标志、分类及其定量计算；成岩序列、阶段划分及其标志的建立；自生矿物形成条件和温度的分析；伊利石/蒙脱石(I/S)混层粘土矿物的演化及其地质意义；油田水及干酪根中有机酸的分析；有机酸与次生孔隙分布的成因联系等等。此外，也进行了成岩圈闭以及自生矿物和粘土矿物在油层损害和保护等方面的研究。在研究过程中，广泛采用了铸体多用片的制备技术，建立了 I/S 混层粘土矿物的混层比计算方法，装配了供稳定同位素分析用的小钻头取样设备，普及了阴极发光、电子探针和包裹体测定技术。这些现代测试技术的应用，使成岩作用研究由定性向定量发展。通过成岩作用研究，对中国陆相碎屑岩储集层的成岩演化序列、次生孔隙分布特点及形成机理有了基本认识，从而为储集层评价、次生孔隙发育带分布和预测的研究，以及为油层改造和增产措施的拟定提供了重要依据。

二、储集层物性参数及影响因素

1. 储集层物性参数的变化

储集层的物性一般随埋深增加而变差，孔隙类型也相应发生变化，但物性递减的速率在各盆地则有很大差别。如松辽盆地的白垩系储集层，埋深浅于 1200m 的物性较好，而大于 2200m 时岩石已很致密，物性明显变差(表 6－10)。渤海湾盆地第三系埋深浅于 2800m 的储集层，一般物性较好，孔隙度大于 20%，渗透率为(100～1000)×$10^{-3}\mu m^2$，埋深大于 3500m 或 3900m 时物性才变差(图 6－18)。泌阳凹陷第三系储集层由于地温梯度高(4℃/100m±)，其物性递减也较快。而塔里木盆地的石炭系储集层，深达 5800m 仍有较好物性，孔隙度为 12%～19%，渗

透率为 10.70×10⁻³μm²,最大达 460×10⁻³μm²。可见,储集层物性的好坏,并非完全受控于埋深的大小和地质年代的新老。影响物性的因素很多,就岩石本身来说,有碎屑成分、粒级大小、胶结物和杂基的填集密度等,而各盆地岩石物性随埋深的变化,主要与埋藏成岩的演变速率有关,受控于不同构造部位的地温场和沉积埋藏史。地温梯度高的盆地成岩演变的进程较快,反之则较慢。

表 6-10　松辽盆地不同埋深储集层物性表

成岩阶段		埋　深(m)	孔隙度(%)	渗　透　率($\times10^{-3}\mu m^2$)	储集层分级	单井日产油(t)	分　布
早成岩	B期	<1200	>25	>500	Ⅰ—Ⅲ	>30~20	大庆油田
晚成岩	A_1亚期	1300~1700	20~25	100~1000	Ⅰ—Ⅲ	10	大庆油田外围及东部地区
			20~15	500~10	Ⅱ—Ⅲ—Ⅳ	5	
			20~15	10~1	Ⅲ—Ⅴ	2~55	英台地区
	A_2亚期	1700~2200	15~10	50~1	Ⅲ—Ⅳ	2±~<0.5	东部地区
			<10	1~0.1	Ⅳ	产能低,达不到工业油流	英台地区
	B期	>2500	5~15	1~0.01	Ⅳ—Ⅴ	可能以产气为主	

2. 储集层物性参数变化的影响因素

(1)沉积相

中国陆相湖盆的各类沉积砂体,如河流、三角洲、扇三角洲、湖底扇(水下扇、重力流砂体等),滩、坝和冲积扇等各类砂体均可含油,但储集性能好的形成于高能沉积环境中,如在大庆油田三角洲砂体的不同部位显示得很清楚(表 6-11)。

表 6-11　松辽盆地不同沉积相和成岩阶段储集层性能表

(据大庆油田,1993)

沉　积　相	储集性能类　型	产　能(t/d)	孔 隙 度(%)	渗　透　率($\times10^{-3}\mu m^2$)	成 岩 阶 段
大型河流三角洲及滨浅湖	高孔高渗 高孔高中渗	>30~20 10	>25 20~25	>500 >100	早成岩 B 晚成岩 A
三角洲分流河道	中孔中渗	2~5	15~20	10~500	晚成岩 A
河流一冲积扇	低孔特低渗	致密气层	5~15	<1	晚成岩 B、C

(2)成岩作用的影响

成岩过程中的机械压实作用、化学胶结作用以及一些自生矿物的析出,降低了储集层的物性,而溶解和裂缝则提高物性。现分述于后。

1)机械压实作用:一般富火山碎屑的近源砂体储集层和煤系机械压实作用较为明显。这是由于它们受近源区地表淡水和煤系中有机酸的影响,砂层中缺少早期碳酸盐胶结,机械压实作用成为减少孔隙的主要原因。如吐鲁番坳陷中下侏罗统煤系富含陆源火山碎屑组分,在埋藏过程中,受机械压实损失的孔隙可达 30%。南堡凹陷第三系储集层也富含火山碎屑物质,属水下扇和扇三角洲砂体,在 2900~3400m 急剧压实井段,损失孔隙 22%~28%;3400~4200m 井段,孔隙损失达 29%~31%。所以储集层填集密度大,颗粒接触紧密,粒间孔隙因受压实而明显减少。

2)化学胶结作用：在湖盆砂体中，特别是盐湖盆地以及处于晚成岩期再胶结作用阶段的砂体，往往富含化学胶结物。计有碳酸盐、硫酸盐、沸石类等胶结物，如方解石、白云石、菱铁矿、铁白云石、石膏、硬石膏、重晶石、钙芒硝、方沸石、片沸石、浊沸石等，它们也是减少孔隙的重要原因。特别是晚成岩期的再胶结作用，对次生孔隙的减少和破坏更为明显。

3)自生矿物的析出：各种自生矿物的形成具有一定的物理化学条件和地质历史环境。高岭石的分布常与富含长石的母岩有关，沸石类矿物的分布往往与火山碎屑物质以及湖盆水介质性质有关。随着地层温度、压力和地层水性质的改变，就会产出不同类型自生矿物，它能直接指示岩石的形成发展过程和成岩环境，因此也与一定成岩阶段相联系。

储集层中常见的自生矿物有碳酸盐类、硫酸盐类矿物；有石英、长石的次生加大以及石英和钠长石的自形晶体；有高岭石、伊利石和绿泥石等自生粘土矿物，此外还有各类沸石及其他少量自生矿物，如片钠铝石、榍石、绿纤石等。

自生矿物的产出，有的充填了孔隙，有的虽然含量不高，却会使喉道变细，影响流体流动，有的自生粘土矿物会束缚流体。所以自生矿物是影响物性、造成低渗透和加剧非均质性的重要原因之一。

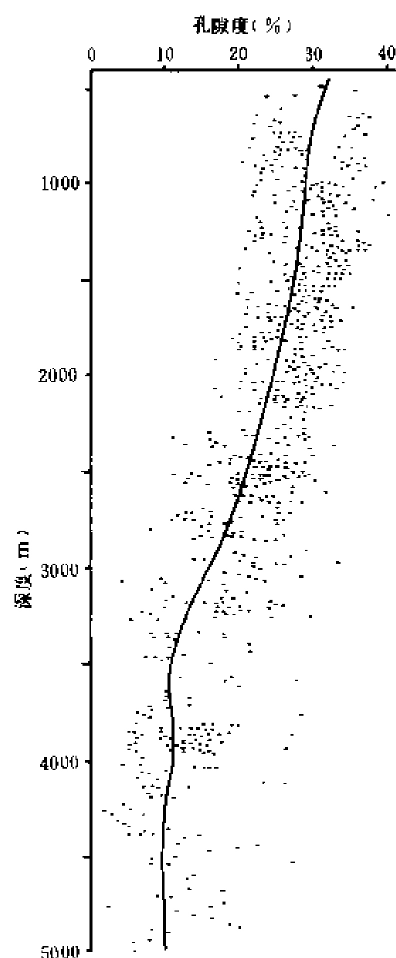


图6-18 渤海湾盆地大港油田第三系储集层孔隙度与深度关系图

4)溶解作用：溶解作用有利于次生孔隙的发育和物性的改善，在各含油气盆地储集层中，由溶解作用产生的次生孔隙，其分布也较普遍。除方解石、菱铁矿等溶解外，长石等碎屑颗粒以及方沸石和浊沸石的溶解，也是次生孔隙的重要成因类型，有利于油气的储集。如东濮凹陷第三系储集层中可见方沸石的溶孔，松辽盆地见有浊沸石的溶孔，在鄂尔多斯盆地的安塞油田，浊沸石溶孔构成了主要储油空间。

(3)构造活动的影响

构造活动使地层产生褶皱、断裂，并伴生大量大小不等的构造缝。如吐鲁番坳陷的台北凹陷，在中侏罗统的七克台组、三间房组和西山窑组等产层中，有较多微裂缝分布，显然它们的形成与构造活动有关，提高了储集性能。

三、孔隙类型及演化特征

1. 孔隙类型

按成因，把孔、缝、洞分为11类：

1)原生粒间孔：包括原始粒间孔及由于颗粒次生加大或压实后残留的粒间孔。

2)颗粒及粒内的局部溶孔：如长石、火山岩屑等颗粒的溶孔或颗粒内的溶孔。

3)胶结物及其晶内溶孔：如碳酸盐、硫酸盐等胶结物的溶解及其晶内的局部溶孔。

4)杂基溶孔。

5)超大孔：由胶结物及颗粒一起溶解形成的较大孔隙。

6)铸模孔：由颗粒、晶体或生物溶解而保留其外形所形成的孔隙。

7)晶间孔。

8)层间缝和收缩缝。

9)成岩缝。

10)构造缝。

11)溶洞。

2. 次生孔隙的识别

通过建立中国陆相碎屑岩成岩演化序列的研究，可根据以下几点特征判别次生孔隙及次生孔隙发育带。

1)见有颗粒和胶结物的溶解孔隙及其溶解残余，以及铸模孔、超大孔等都属于典型次生孔隙。

2)在岩石颗粒较粗、碳酸盐胶结物较少、机械压实作用较强（颗粒填集密度较大）的储集层中，其喉道细、配位数低而孔径却较大，且大小分布不均，还可见颗粒溶解或局部溶解现象，此种除少数为不可压缩的原生孔隙残余外，主要应是次生孔隙。

3)尽管次生孔隙从开始出现到相对发育，到尔后再压实或再胶结经历了一个较长过程，分布井段长，但产生次生孔隙的井段，往往与泥岩中粘土矿物晶体层间水的脱水阶段相一致。I/S混层粘土属于部分有序阶段，蒙脱石层在I/S混层中占50%～35%，此时有机质处于低成熟阶段，有机酸浓度也在这个阶段最高，砂岩中可见碳酸盐或碎屑颗粒的溶解现象，石英次生加大较明显，高岭石含量也往往较高，有时可见少量铁白云石。这时原生孔隙和次生孔隙的比例，在各地区虽有差异，但将这个阶段作为次生孔隙开始产生的时期，是毫无疑问的。

3. 孔隙演化特征

储集空间分布除受沉积相控制外，纵向的演变还与储集层所处的成岩阶段关系密切。处于早成岩阶段的储集层，多为原生粒间孔，或仅有少量次生孔；到晚成岩A期，次生孔隙发育；晚成岩B期，次生孔隙明显因压实作用或再胶结作用而减少，并开始有裂缝出现；到晚成岩C期岩石已极致密，储集空间主要是裂缝（表6-12）。

表6-12 成岩阶段与孔隙类型分布关系

<table>
<tr><th colspan="3">成岩阶段</th><th>孔隙类型</th><th>孔隙度(%)</th></tr>
<tr><td rowspan="2">早成岩</td><td colspan="2">A</td><td>原生孔隙发育带</td><td>30～40</td></tr>
<tr><td colspan="2">B</td><td>混合孔隙带</td><td>15～30</td></tr>
<tr><td rowspan="3">晚成岩</td><td>A</td><td>A_1
A_2</td><td>次生孔隙发育带</td><td>10～25</td></tr>
<tr><td colspan="2">B</td><td>少量次生孔隙并见裂缝</td><td rowspan="2"><10</td></tr>
<tr><td colspan="2">C</td><td>裂缝发育</td></tr>
</table>

四、次生孔隙成因及分布

1. 地层析出有机酸的溶解作用

为总结次生孔隙分布规律及其形成机理，对渤海湾盆地南堡凹陷油田水及干酪根作了有机酸分析，结果表明：

1)在80～120℃时有机酸的浓度最高（图6-19）。

2)次生孔隙发育带的分布井段与有机酸高浓度段相一致，其溶解作用也最明显。

3)有机酸的高浓度分布段，与I/S混层粘土矿物由无序向部分有序和有序混层转变的时

再如，吐鲁番坳陷胜金口地区，中、下侏罗统埋藏后，由于构造活动而抬升，被地表淡水淋滤，可见硬石膏的石膏化，以及晚期胶结物硬石膏和重晶石的溶解现象。主要产油层三间房组的物性，比台北凹陷相应产层好，物性的改善显然与表生作用有关。

五、成岩相序列和成岩阶段的划分

影响成岩演变的因素有沉积相、原始岩石组分、水介质、构造活动、埋藏史、上覆地层压力和地温场等等。其中地温场的高低，是控制成岩演化的主要因素，也是有机质成烃、有机酸生成的主导因素，据此可预测油气层分布深度。

根据自生矿物的分布、形成顺序及包裹体的均一温度、粘土矿物组合及 I/S 混层粘土矿物的转化、岩石的结构构造特点和孔隙类型的演化以及反映有机质成熟度的有关指标，提出了成岩相序列和成岩阶段划分标志（表 6－13）。

成岩相是不同沉积和成岩环境的产物，它反映了碎屑岩成岩特征的总和。成岩演化具有由量变到质变的渐进过程，因而常具有阶段性的演化特点。成岩相序列的划分就是这一演变过程的具体体现，据此划分成岩阶段。

现将各种水介质湖盆储集层的成岩演化模式及其主要特征简述于下。

1. 淡水—半咸水湖盆储集层

（1）松辽盆地大庆油田

该油田储集层属于大型河流—三角洲的沉积体系，储集层分布稳定，岩性相对较细，物性较好。由于盆地地温场较高，地温梯度大于 4℃/100m，所以具有生、储油层埋藏浅、成岩演化快的特点。各成岩相序列和成岩阶段划分如下（表 6－14）：

1）弱压实作用带——早成岩阶段：埋深小于 1200m，以机械压实作用为主，化学固结作用较弱，物性较好。孔隙度大于 25%，渗透率大于 $500\times10^{-3}\mu m^2$，属高孔高渗型，具较高产能（单井大于 20～30t/d）。以原生孔隙为主，有机质未成熟，粘土矿物以有蒙脱石及无序混层粘土矿物为主要特点。

2）以溶解作用为主，伴有胶结作用的次生孔隙带——晚成岩阶段 A 期：埋深 1200～1600m 左右，属于晚成岩 A_1 亚期，为次生孔隙主要产生段。埋深 1600～2500m，属于晚成岩阶段 A_2 亚期，次生孔隙由于再胶结作用而有所减少。

处于本阶段的岩石已固结，可见石英次生加大及钠长石化，粘土矿物有高岭石及 I/S 有序混层。此外，有自生绿泥石、伊利石、绿泥石/蒙脱石（C/S）混层粘土矿物，有长石被溶解形成的次生孔隙。随埋深增加，次生孔隙有所减少，孔隙度一般在 15%～20%，渗透率 $(10\sim500)\times10^{-3}\mu m^2$，单井产能为 2～5t/d，有机质处于低成熟—成熟阶段。

3）再胶结作用带——晚成岩阶段 B 期：埋深大于 2500m，再胶结作用明显，有大量浊沸石胶结。由于自生矿物的析出，使岩石变得致密，孔隙不太发育，局部可见浊沸石溶孔。孔隙度一般为 5%～15%，渗透率大多小于 $1\times10^{-3}\mu m^2$，有机质处于高成熟阶段。

4）岩石致密，裂缝发育带——晚成岩阶段 C 期：由于石英次生加大剧烈，长石多已钠长石化，粘土矿物为伊利石和绿泥石。岩石非常致密，孔隙极少，局部可发育残余孔及裂缝，有机质已处于过成熟阶段。

（2）渤海湾盆地东营凹陷胜坨油田

沙二段（$E_{2-3}s_2$）储集层也属河流—三角洲沉积体系，岩性较细，以粉砂岩、细砂岩含油较好（图 6－20）。属于中等地温梯度区（3.5℃/100m±），所以生、储油层埋深较松辽盆地大。其成岩相序列和阶段划分如下：

表 6-13 碎屑岩成岩阶段划分标志

同生成岩阶段：(1) 海绿石、鲕绿泥石的形成；(2) 间生结核的形成；(3)平行层理面分布的菱铁矿微晶及斑块状泥晶；(4)分布于粒间和颗粒表面的泥晶碳酸盐

埋藏成岩阶段：

阶段	期	最高古地温(℃)	R_o(%)	孢粉颜色 TAI	成熟度	I/S 中 S 层(%)	混层类型分带	砂岩固结程度	蒙皂石(S)	S/I S/C 混层	高岭石(K)	伊利石(I)	绿泥石(C)	石英加大级别	方解石	铁白云石	长石加大	钠长石化	浊沸石	濁石		长石及岩屑	碳酸盐	沸石类		接触类型	孔隙类型
成岩阶段 早成岩	A	60-70±	<0.35	黄色 <2	未成熟	>70	蒙皂石带	弱固结—半固结	——						泥晶(---)											点状	原生孔发育
成岩阶段 早成岩	B	80-90	0.5±	深黄 <2.5	半成熟	70—50	无序混层带	半固结—固结	——	——	——			1	亮晶	泥晶						——				点状	原生孔及少量次生孔
成岩阶段 晚成岩	A	130-140±	1.3±	橙褐 2.5-3.7	成熟	50—>15	有序混层带	固结		——	——	晶须状	叶片状 绒球状	2	含	亮	——	——	——			——	——	——		点—线状	次生孔发育
成岩阶段 晚成岩	B	170±	2.0±	暗褐 3.7-4	高成熟	≤15	超点阵有序混层带	固结		——	——	——	——	3	铁	晶	——	——	——	——				——		线—缝合状	次生孔减少，并出现裂缝
成岩阶段 晚成岩	C	>170	>2.0	黑 >4	过成熟	0	绿泥石伊利石带	固结				——	——	4			——	——	——	——						线—缝合状	裂缝发育

表生成岩阶段：(1)含低价铁的矿物(如黄铁矿、菱铁矿、铁白云石、铁方解石、云母、绿泥石、海绿石等)的褐铁矿化；(2)褐铁矿的浸染现象；(3)碎屑颗粒表面的高价铁的氧化膜；(4)新月形碳酸盐胶结物及重力胶结；(5)渗流填充物；(6) 表生钙质结核；(7)硬石膏的石膏化；(8)表生高岭石；(9)溶解孔、洞

表 6-14　中国陆相淡水—半咸水湖盆碎屑岩储集层成岩序列和阶段划分

成岩序列和成岩阶段划分 阶段		序列	伊利石/蒙脱石(I/S)混层类型	混层有序度	混层转化带	I/S混层中S含量(%)	有机质成熟阶段	镜质体反射率 R_o(%)	最大热解峰温 T_{max}(℃)	孢粉颜色和TAI	孔隙类型	孔隙度(%)	泥岩脱水	泥岩压实阶段	顶界温度(℃)
早成岩	A	弱压实作用带	蒙脱石(S)	$R=0$	蒙脱石带	>70	未成熟	<0.35	<430	黄色 <2	原生孔	40~30	孔隙水脱出带	初期压实—稳定压实	
早成岩	B	早期胶结作用带	无序混层		渐变带	70~50	半成熟	<0.5	<435	深黄 <2.5	混合孔	30~15	层间水稳定带		60~70
晚成岩 A	A_1	溶解作用带	有序混层 部分有序	$R=0/R=1$	第一迅速转化带	50~35	低成熟	0.5~0.7	435~440	2.5~2.7 橙—褐	次生孔	25~10	层间水快速脱出带	突变压实	80~90
晚成岩 A	A_2	再胶结作用带	有序混层 有序	$R=1$	第二迅速转化带	35~>15	成熟	0.7~1.2±	440~460	2.7~3.7				紧密压实	95~110
晚成岩	B	再胶结作用带	有序混层 超点阵	$R\geqslant3$	第三转化带	≤15	高成熟	1.2~2	460~480	3.7~4 暗褐—黑	少量次生孔及裂缝	<10	深埋缓慢脱出带		140±
晚成岩	C	岩石致密裂缝发育带	伊利石(I)		伊利石带		过成熟	>2	500±	黑	裂缝				>175

1)弱压实作用——早成岩阶段 A 期：埋深小于 1700m，岩石疏松，物性最好。孔隙度达 30%～35%，渗透率（500～6000）$\times 10^{-3}\mu m^2$，属特高孔特高渗型储集层。原生孔隙发育，岩石中有大量蒙脱石及蒙脱石层占 70%以上的 I/S 无序混层，有机质未成熟。明化镇组—东营组（$N_{1-2}m-E_3d$）均处于本阶段，有的岩石中可见泥晶碳酸盐胶结物。

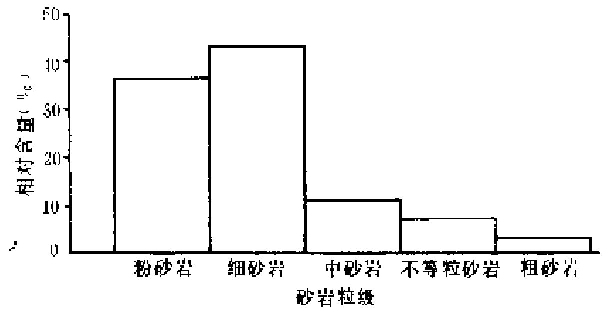


图 6-20　渤海湾盆地胜坨油田河流—三角洲砂体各粒级砂岩含油频率图
（据吕正谋，1985）

2）早期胶结作用带——早成岩阶段 B 期：埋深 1700～2100m，蒙脱石开始明显向 I/S 无序混层转化，蒙脱石层在 I/S 混层中占 50%～70%。有自生高岭石和弱的石英次生加大出现，有亮晶碳酸盐胶结，一般含量低，岩石固结差，原生孔隙发育，但已可见次生孔隙。孔隙度达 28%～32%，渗透率（150～3000）$\times 10^{-3}\mu m^2$，属高孔高渗型储集层，有机质处于半成熟阶段。属于本阶段储集层的有沙二段油层，日产千吨级油井坨 11 井的主力油层即属此带。

3）溶解作用为主并伴随有胶结作用的次生孔隙发育带——晚成岩阶段 A 期：埋深为 2100～3500m，属次生孔隙发育带，泥岩中的粘土矿物具两次层间水脱出，也是生油岩主要排烃期。I/S 混层粘土矿物已由无序向有序混层转变，蒙脱石层在混层中占 20%～50%左右，有机质也由低成熟向成熟阶段演化，大量生成油气。砂岩晚期碳酸盐胶结物含量达 5%～10%，岩石已固结。可见铁白云石，自生高岭石在砂岩中为重要组分，呈书页状集合体，石英次生加大普遍，并可见钠长石化。处于本阶段的储集层，颗粒间有的呈线状接触，孔隙连通性变差。但处于 A_1 亚期的储集层（埋深为 2100～2700m）物性较好，有的油层基本上为次生孔隙储油，孔隙分布不均，孔隙度为 20%～25%，渗透率（100～500）$\times 10^{-3}\mu m^2$，属中孔中渗型储集层。埋深 2700～3500m 属晚成岩阶段 A_2 亚期，孔隙度小于 20%，渗透率小于 $10\times 10^{-3}\mu m^2$，属低孔低渗或特低孔特低渗型储集层。此外，常有异常高压出现，如营 6 断块沙三中（$E_2s_3^{中}$）的透镜状砂体的高压油层，营 2 等高产井均分布于本带。

4）再胶结作用带——晚成岩阶段 B 期：埋深大于 3500m，多属沙三段中下部及更老的地层，再胶结作用明显，胶结物含量常大于 10%，以铁白云石、铁方解石为主，多交代长石等碎屑颗粒。粘土矿物以伊利石及超点阵混层粘土矿物（有序度 $R\geqslant 3$）为主，蒙脱石层在混层中含量$\leqslant 15\%$。有机质已进入高成熟阶段。砂岩中次生加大强烈，钠长石化普遍，颗粒间呈凹凸状接触，物性较差，单井日产量很低。

2. 盐湖盆地储集层

盐湖盆地水介质富碱性，矿化度高。以江汉盆地为例，其储集层岩性较细，多为粉砂岩和细砂岩，在早成岩阶段有大量碳酸盐和硫酸盐类胶结物，如白云石、方解石、石膏、钙芒硝等，此外也有方沸石，早期胶结作用是减少原生孔隙的主要因素。

晚成岩阶段 A 期的溶解作用带以碳酸盐和方沸石的溶解为主，它们是次生孔隙的主要成因类型。再胶结作用胶结物以铁白云石、硬石膏及方解石为主，使物性变差。

粘土矿物方面，表现为蒙脱石向伊利石转化快，它主要不受温度影响，而与富钾的水介质有关。所以粘土矿物成分较单一，主要为伊利石和绿泥石。由于水介质呈碱性，所以自生高岭石和石英加大在储集层中不发育。

3. 煤系储集层

由于煤系富含有机质，腐殖酸及有机酸浓度高，水介质富酸性，所以成岩模式上有其特点。

1）早成岩阶段除有部分泥晶菱铁矿胶结物外，一般均缺少碳酸盐胶结。机械压实作用较明显，是减少孔隙的主要因素。石英次生加大，自生高岭石发育。

2）晚成岩阶段的溶解作用带，除方解石外，还有长石等铝硅酸盐类矿物的溶解。所以次生孔隙的成因，在很大程度上与长石等颗粒的溶解有关。孔隙结构的特点表现为孔径大而喉道细。孔径大与颗粒的溶解有关；而喉道细则与机械压实作用及石英次生加大有关。所以煤系储集层，往往属低孔低渗或特低孔特低渗类型。但由于煤系储集层产出的烃类多为凝析油或气，所以仍可有较高产能。本阶段的再胶结作用带，仍以石英次生加大发育为特点，加大边很宽，对孔喉的缩小有严重影响。粘土矿物以高岭石占优势，并有 I/S 混层、伊利石、绿泥石等。

3）晚成岩阶段 C 期的岩石致密和裂缝发育带，有的可见颗粒之间呈缝合线状接触。

4. 富火山碎屑储集层

克拉玛依油田和二连蒙古林油田的砾岩储集层中富含火山物质。这类储集层在成岩过程中有独特的自生矿物组合，其成岩模式特点如下：

1）早成岩阶段的机械压实作用带：克拉玛依油田的二叠系和三叠系为一套以山麓—洪积—冲积相为主的陆相地层，相带窄、韵律多、连续性差。由于它属近源砂体，易受地表淡水影响，缺乏碳酸盐胶结物，因而机械压实作用明显，颗粒间接触紧密，有的形成多级支撑的复模态孔隙结构。孔隙度为 7%～15%，渗透率小于$(1\sim100)\times10^{-3}\mu m^2$，多属中、低渗透储集层，非均质性强。

早成岩阶段酸性喷出岩可见火山玻璃的去玻化，有的可见玉髓胶结以及由火山物质粘土化形成的粘土环边。在碱性水介质条件下，由火山物质形成斜发沸石，并向方沸石转化。

2）晚成岩 A 期的溶解作用—胶结作用带：可见菱铁矿及颗粒和填隙物的溶解孔隙，有片沸石的胶结和交代，有含铁白云石、铁白云石以及绿泥石和硬石膏胶结，有的可见自生钠长石。

3）B—C 期的再胶结—裂缝发育带：有浊沸石胶结，钠长石化，裂缝发育，在裂缝中充填钠长石、石英、方解石、片沸石、铁白云石及绿纤石等。

六、深层储集层次生孔隙发育带预测

在世界上 82 个含油气盆地中，深度大于 4000m 的油气藏已发现 2300 个。另据 90 年代初统计，中国已钻深度大于 4000m 的探井 725 口，在冀中坳陷、四川盆地、塔里木盆地以及黄骅坳陷、柴达木盆地、准噶尔盆地发现了一些深层油气藏。如冀中坳陷有深部油气藏 13 个（其中碳酸盐岩油气藏 12 个，碎屑岩油气藏 1 个）。塔里木盆地自 1989 年大规模勘探以来，在深层也发现了一些油气田。

1. 深部油气藏形成的地质特点

在深部找到的自生自储原生油气藏，以及如冀中坳陷的新生古储油气藏，它们都具有以下共同地质特点：

（1）地温梯度低

塔里木盆地具低地温特点，在古生代及中生代地层中均产油，东河塘地区埋深 5800m 的石炭系仍分布有好的储集层。该区在 5772～5893m 实测地温为 140℃。沙参 2 井地温梯度为 2℃/100m，预期在大于 6500m 处仍有可能发现轻质油和凝析气。

（2）有不整合面存在

不整合面存在的意义，一是表生作用有利于形成溶孔、溶洞、溶缝等储集空间，不整合面下

1)高地温梯度区:地温梯度大于 3.7℃/100m,如松辽盆地古龙地区、泌阳凹陷和二连盆地,次生孔隙发育带及油层分布深度一般为 1000~2500m。

2)中等地温梯度区:地温梯度在 3~3.7℃/100m,次生孔隙发育带和油层分布深度大多为 2000~4000m。

3)低地温梯度区:地温梯度小于 3℃/100m,次生孔隙发育带及油层分布深度大多为 2900~4650m。塔里木盆地地温梯度在 2.2℃/100m 左右,次生孔隙发育带分布深度为 4400~6000m。

3. 中国主要含油气盆地次生孔隙发育带预测结果

现将中国主要含油气盆地次生孔隙发育带和油气层分布深度预测结果列于表 6-17。

表 6-17 中国主要含油气盆地次生孔隙发育带和可能的油气层分布深度预测表

盆地或地区			晚成岩 A期 溶解作用带 次生孔隙和主要油层分布井段(m)	晚成岩 B期 再胶结作用带 轻质油和凝析气分布井段(m)	晚成岩 C期 岩石致密裂缝发育带 干气分布井段(m)	备注
松辽	大庆油田		<1000~2500	>2500		次生油气藏分布除外
松辽	梨树断陷		500~2700	2700~3800	>3800	
依兰—伊通	伊通地堑	五星构造	1200~3000±	>3000		
依兰—伊通	伊通地堑	万昌构造	1700~3500	>3500		
渤海湾	济阳坳陷	东营凹陷	2000±~3500	>3500		
渤海湾	济阳坳陷	沾化凹陷	2000~3400	3400~4000		
渤海湾	辽河坳陷	兴隆台油田	2100~3500	>3500		
渤海湾	辽河坳陷	欢喜岭油田	2600~4200	>4200		
渤海湾	辽东湾		1800~3500	>3500		
渤海湾	黄骅坳陷	南区	2300~3500±	>3500		
渤海湾	黄骅坳陷	中区	2600~3900	>3900		
渤海湾	黄骅坳陷	北区 高柳地区	2900~4200	>4200	>4900	
渤海湾	黄骅坳陷	北区 北堡(12-1)	3800~4650	>4650		
渤海湾	渤西海域		2600~3900	>3900		
渤海湾	冀中坳陷	饶阳凹陷	2400~4700	>4700		
渤海湾	冀中坳陷	廊固凹陷	2700~4190	>4190		
渤海湾	东濮凹陷		2000~4000	>4000		
南襄盆地	泌阳凹陷		<1000~2000±	>2000		
二连盆地			<1000~2200	>2200		
鄂尔多斯盆地			<1000~2600	>2600		
苏北盆地	金湖凹陷	卞阳地区	>1500			
苏北盆地	金湖凹陷	深洼带	>2200			

第四节　湖相碳酸盐岩储集层

中国东部湖相碳酸盐岩储集层在储量上虽然不占重要地位，但往往高产，经济效益好。

一、储集层特征

1. 骨架碳酸盐岩储集层

骨架碳酸盐岩储集层已发现有礁相、礁丘相和生物层，大多为高产储集层。

(1)礁相碳酸盐岩储集层

以东营凹陷西部平方王油田沙四段上部($E_2s_4^{上}$)的礁体储集层最为发育，面积达 100km²，最大残余厚度 49.5m，先后有 4 口日产超千吨的产油井，也是中国发现的第一个生物礁油田。

根据东营凹陷沙四段沉积相研究，凹陷东部为沉积碎屑岩的浑水区，与平方王礁体区之间有深湖区相隔，礁体北部临滨县凸起，物源区为下古生界海相石灰岩，有利于礁体的形成。薄片资料、显微照相及残渣分析证明，礁相碳酸盐岩几乎不含陆源碎屑，说明为清水环境。通过平方王礁体作东营凹陷沙四段上部沉积剖面图，可见在沙四段上部沉积之前古湖盆分为三部分，自东向西为：盆地主体、盆内低隆起及盆地洼陷。对应的岩性组合自东向西为：砂砾岩组合→泥岩及油页岩组合→礁相碳酸盐岩组合→油页岩及薄层泥晶白云岩组合。平方王礁体发育于盆内低隆起区及其斜坡带的上部，这里水体循环好，阳光充足，适宜生物繁殖和碳酸盐沉积。该隆起被北西、北东两组大断裂切割，在孔店组沉积时期形成。据研究，东营凹陷沙四段湖泊经历了间歇性盐湖期、稳定盐湖期及咸至半咸水湖泊期，礁碳酸盐岩发育于咸至半咸水湖泊，古盐度为18‰～32‰，盆地东部粪球粒碳酸盐岩沉积时，古盐度为 8‰～10‰。

礁体及邻区分为六个微相：礁核、礁前、礁缘、礁后、礁前湖泊及礁后湖泊。礁核微相岩石类型有中国枝管藻白云岩、龙介虫枝管藻白云岩、球粒白云岩及白垩等。以东营凹陷平方王礁体油田西 3－12 井最典型，厚度最大为 28.05m，礁核部位最宽约 4km。礁前微相以亮晶藻砾屑白云岩、亮晶螺灰岩为主，螺壳较厚，个体完整。该相带水体活跃，适宜于喜在迎风坡繁殖的腹足类生活。这里坡度大，易滑塌，碳酸盐颗粒大小混杂。礁缘微相以泥晶粒屑灰岩及含粒屑泥晶灰岩为特征，夹泥岩薄层，孔隙性差。礁后微相以泥晶白云岩为主，含部分管状藻屑、生物碎片及核形石等，反映礁后部位由于受到礁核微相的障壁，水动力条件弱的沉积特征，以微孔隙为主。礁后湖泊及礁前湖泊微相是礁体外的邻近相区(图 6－21)。

平方王礁体纵向上微相变化明显，单体规模小，相邻的微相叠加，类似的微相重复频繁，如西 3－9 井碳酸盐岩总厚度 30m，由礁后及礁后湖泊两个微相重复 12 次；西 3－12 井碳酸盐岩总厚度 42m，由礁核、礁后及礁前湖泊三个微相重复 10 次；还有 B80、B197 等井也有类似特点。岩性横向变化大，300m 左右井距不能进行岩性对比，岩性、岩相具有明显的过渡性质。因此礁体是在水体进退、升降较为频繁的条件下，由不同时期沉积的不同礁体，以不同相带相互叠加而成。

平方王礁体储集性能很好，以礁核微相最好，平均孔隙度为 37.9%，最高达 42.5%；渗透率一般为$(100～380)\times10^{-3}\mu m^2$，最高达数二次方微米；原生孔隙及次生孔隙都很发育，骨架孔隙是有效的储集层空间。礁前微相的储集性能仅次于礁核，孔隙度平均为 36.7%，渗透率为$(10～100)\times10^{-3}\mu m^2$。即使储集性能相对较差的礁后相带孔隙度也达 20%，渗透率为$(5～8)\times10^{-3}\mu m^2$。平方王礁体是复式礁体，相邻微相在纵向上叠加，使具较好储集性能的储集岩层厚度增大，这是平方王礁体成为高产储集体的有利条件(图 6－21)。

(2)礁丘相碳酸盐岩储集层

沾化凹陷邻义和庄凸起的东部陡坡带，凸起由奥陶系碳酸盐岩组成，没有铝硅酸盐岩物源。陡坡带沉积区水体清澈，碳酸盐浓度高，形成厚层碳酸盐沉积。礁丘呈扁平的透镜体，沿义和庄东部的陡坡发育，埋深 3019.5～3191m，累计厚 160m。岩石类型及组成：泥晶灰岩(含粒屑)90m，占 56%；泥晶藻屑白云岩 39m，占 24%；亮晶藻屑(包括球粒)白云岩 14m，占 9%；枝管藻(即骨架碳酸盐岩，包括龙介虫栖管)白云岩 17m，占 11%。可见岩石类型以泥晶碳酸盐岩为主，骨架岩仅占次要地位。这种以清水沉积为主又含骨架岩的沉积是礁丘的特点。义东礁丘被薄层泥灰岩及泥岩分隔为 6 个透镜体。2 号透镜体骨架结构较发育，由 3 个礁丘组成，每一礁丘又可分出礁丘底、礁丘核及礁丘帽 3 个微相。礁丘底由含生物碎屑的泥晶灰岩组成，含颗粒。礁丘核微相以泥晶及亮晶藻屑白云岩为主，间隔夹含砾屑状的枝管藻骨架白云岩，后者呈层状、漂砾状及枕状。单井见最大连续厚度 9m，仅 30cm 长的岩心就有两个直径 2～4cm 的晶洞，由砾屑支撑。礁丘帽由经分选的亮晶颗粒白云岩组成。每一礁丘岩性序列为细—粗—细，反映礁丘大致发育过程是：义东陡坡发育的藻类沉积物到一定程度失去平衡，滑塌后堆积于深水灰泥之上，随着堆积物增加，水体变浅，繁殖枝管藻类造骨生物，形成骨架岩，但很快又下沉，被细粒沉积物覆盖，完成一个礁丘的沉积，以后再重复这种沉积韵律。礁丘间为礁丘翼，由微含有孔虫泥晶灰岩组成。James(1985)认为礁丘翼体积比礁丘体积大。本礁丘由于沉积于淡化盐湖区，向盐湖过渡，被膏泥岩代替，因此礁丘翼相不发育。

礁丘相的储集性能以礁丘核微相最好，孔隙度一般为 10%～25%，最高达 41.9%，除原生物体腔孔及骨架孔外，还有粒内孔及粒间孔、溶孔等。渗透率为$(8\sim100)\times10^{-3}\mu m^2$，最高可达$687\times10^{-3}\mu m^2$。其他各微相都比较差。由于礁核为主体沉积，厚度较大，也是很好的储集体。

(3)生物层储集层

生物层以济阳坳陷沙一段(E_3s_1)“针孔灰岩”层最典型。分布在东营凹陷的北部陡坡和南部缓坡带。北部陈家庄凸起由前震旦系硅铝质变质岩组成，碎屑入湖形成浑水区，对骨架碳酸盐岩的发育不利，只能形成 2～5m 厚的薄层生物层。生物层以枝管藻骨架白云岩为主体，混有多种粒屑成分的粘结岩，呈层分布，有生物生长层理。管状藻白云岩常覆于颗粒碳酸盐沉积之上，组成砾屑白云岩、鲕粒白云岩、藻团粒白云岩、管状藻生物骨架岩的顺序，为湖侵式沉积特征。此外沾化凹陷有 5m 厚的球粒—藻白云岩生物层。

生物层的储集性能也比较好，孔隙度为 8%～20%，最高达 32.1%。有的地区生物层与其他类型的岩体组成厚层，也可以成为高产储集层。如邵 10 井生物层与螺灰岩呈互层，单井初日产原油上千吨。

2. 颗粒碳酸盐岩储集层

渤海湾地区各坳陷中均发现颗粒碳酸盐岩，主要有：缓坡区的边缘粒屑滩，如辽河坳陷高升油田沙四段(E_2s_4)球粒滩；粒屑滩坝，如济阳坳陷垦利沙一段(E_3s_1)粒屑堤、义南湾口坝；在岛屿及其围翼有岛缘粒屑堤和藻滩，前者如黄骅坳陷港西岛(周清庄油田)和孔店岛缘(王徐庄油田)的沙一段鲕粒滩，后者如冀中坳陷任丘岛东部任 108 井区的藻滩；在水下高地有粒屑浅滩，如济阳坳陷惠民凹陷中央隆起顶部的生物粒屑滩等。下面以几个实例说明其储集层特征。

(1)黄骅坳陷的生物-鲕粒滩、坝储集层

在黄骅湖盆的孔店岛、港西岛及徐杨桥岛一带颗粒碳酸盐岩相当发育，有岛斜坡或岛坪生物-鲕粒滩。分布于孔店岛西端的台坪及孔店岛西坡，以螺灰岩及(藻)鲕粒灰岩为主，与砂屑灰岩、泥晶灰岩组成向上变细的水进式沉积序列，厚 5～10m，在古地形凹沟中或坡度突然变陡处

厚度加大。另一种是鲕粒滩，由鲕粒灰岩、泥晶灰岩及白云质灰岩组成正旋回序列，鲕粒大，鲕圈发育，反映浅水区搅动能量较高的沉积环境。该粒屑滩总面积约 200km^2。还有湾口鲕粒坝，港西岛东部鲕粒坝，以表鲕为主，粒屑层厚 10～20m，面积约 50km^2。滩坝岩体孔隙发育，有螺及螺屑的铸模孔、粒间孔及粒内溶孔等。孔隙度为 5%～15%，最高达 30%，为高产油层（图 6－22A）。

(2)辽河坳陷的球粒滩储集层

辽河坳陷球粒滩分布于辽河西部凹陷盘山北部湖湾区，湖底为玄武岩形成的水下低隆起，起伏小于 3m，上覆以球粒为主的粒屑滩，含鲕、介形虫、螺、藻屑化石及砂屑等。颗粒含量 60%～95%，是粒径为 0.07～0.20mm 的椭球体，由泥晶方解石组成，混有泥质及有机质，由化学及生物的凝絮作用形成。最大单层厚度 8.5m，单井累计厚 33.6m，面积约 197km^2，储集性能好，孔隙度最高 37.9%，渗透率可达 659×10^{-3}μm^2。单层厚度越大，储集性能越好（图 6－22B）。

(3)冀中坳陷的藻滩储集层

冀中坳陷沙三段上部（$E_2s_3^{上}$）藻滩分布于饶阳凹陷任丘灰岩岛东南的滨、浅湖区。秦云龙（1988）研究认为该藻滩的分布有 3 种地貌类型：①滨岸岛型，分布在任丘灰岩岛坡前，弯曲湖岸带的水下隆起区，起伏较大。②平台型，为一水下宽阔的平缓台地。③远岸型，位于饶阳凹陷西缘顺直湖岸的水下隆起区。沉积物以隐藻类的核形石、凝块石、藻团块、藻鲕为主，长数千米，宽 1.5km，溶孔、溶洞及溶沟都比较发育。孔隙度为 10.0%～20.7%，渗透率为 500×10^{-3}μm^2，是高产储集层（图 6－22C）。

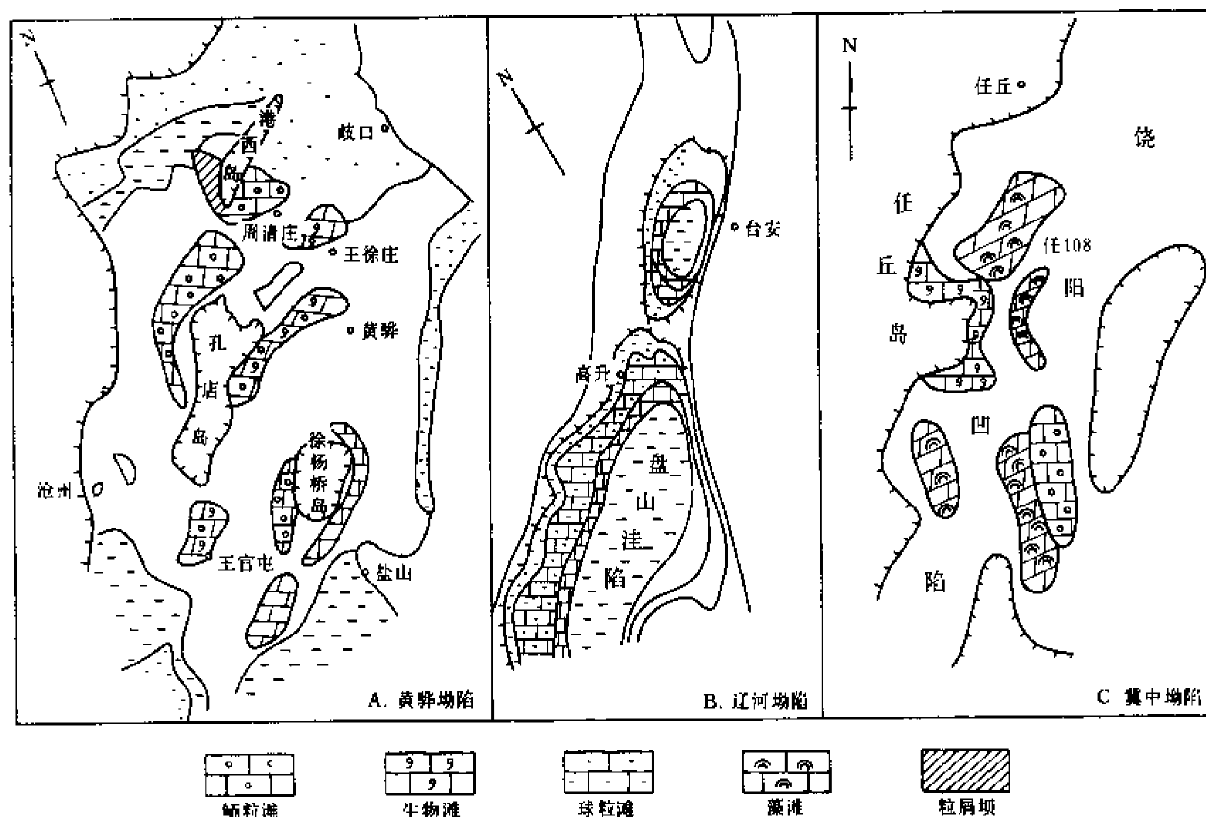


图 6－22 渤海湾盆地黄骅、辽河和冀中坳陷颗粒碳酸盐岩储集层沉积相图

中潜江组($E_{2-3}q$)生油段中的油藏;柴达木盆地茫崖凹陷下干柴沟组(E_2g)湖相泥岩中的气藏;南襄盆地泌阳凹陷核桃园组三段(E_2h_3)深湖泥岩段中的油藏,以及近年在济阳坳陷沾化凹陷沙三段(E_2s_3)下部"油页岩段"中发现的油藏。

近年来,岩石学的研究已逐步明确了,所谓"泥岩储集层"实则是夹存于深湖－半深湖泥岩之间的一些纹层碳酸盐岩储集层。这些纹层碳酸盐岩层由于溶蚀和构造作用,产生孔、洞、缝等储集空间,在生油岩的(有的本身也是生油岩)包围下,成为一种特殊的储集层。以下举例说明这类储集层的基本特点。

1. 江汉盆地潜江组盐间白云岩储集层

江汉盆地潜江凹陷在早第三纪为一内陆盐湖,湖盆中沉积了一套盐类蒸发岩与砂岩相间的含盐层系,厚度大于3500m,反映了蒸发期与碎屑物充填期的频繁变化。每一蒸发期沉积的盐韵律由上部的盐岩(10～15m)和下部钙芒硝质白云岩及白云岩(5～10m,有少量灰岩)组成。每个盐韵律以白云岩为储集层,构成一个油藏。这套白云岩自下而上由白云质钙芒硝岩－钙芒硝质白云岩－白云岩(少量灰岩)－钙芒硝质白云岩－白云质钙芒硝岩组成,构成了以白云岩为中心,上下对称式韵律组合。同时,又反映了盐湖水体相对咸－淡－咸的变化,及相应硫酸盐－碳酸盐－硫酸盐的化学分异沉积顺序。

盐间白云岩储集层储集空间为孔隙、溶洞和裂缝复合型,以孔隙为主。白云岩溶蚀孔发育,孔径一般5μm,少量可达数十微米,孔隙度4%～43.5%,平均15%,发育层间缝与构造缝,沿断裂带、背斜轴部、地层转折部位构造缝发育。裂缝对改善渗流能力有一定作用。

王场油田已有数十口井在钻开这套盐间白云岩时发生井喷、井涌或井溢。王4－2井于潜二段发生强烈井喷,日喷油最高可达1000 t以上。整个潜江组有160余个这样的盐韵律,盐间白云岩累计厚度平均为148.8m,将是一个很有远景的新的勘探开发领域。

2. 济阳坳陷沙三段—沙四段(E_2s_3—E_2s_4)纹层状含泥碳酸盐岩储集层

济阳坳陷在沙三段下部及沙四段上部深水－半深水湖相泥岩中的"油页岩段",近年来发现工业油流,单井可日产油数十吨。肉眼观察为油页岩、含油泥岩、劣质油页岩。经镜下观察,实际上为含泥质灰岩、含泥质白云岩、泥灰岩、泥白云岩及少量灰质(白云质)泥岩,部分具水平纹层。矿物成分为:隐晶碳酸盐60%～80%,泥质13%～35%,黄铁矿2%～5%,细粉砂为石英碎屑2%。化石单调,介形类壳薄且光滑者居多,说明水动力条件属低能环境,见小型圆鳞化石及浮游沟鞭藻的渤海藻属,说明古水化学条件为有一定含盐度的半深水－深水环境,高黄铁矿含量则表明属强还原环境。这些储集层本身生油母质丰富,有机碳含量大于2%,储集层储集空间发育程度与断层有关,尤其断层的拱曲部位和断背斜倾没端,发育一套纵、横向构造缝、层间缝和晶间缝,并有大量的溶孔及溶洞,这些缝洞构成了良好的储集空间。

3. 柴达木盆地干柴沟组(E_2g)湖相暗色细粒岩储集层

柴达木盆地在茫崖凹陷中心的湖相细粒岩层连续沉积段下干柴沟组($E_2g^{下}$)中发现了高产油气流,如狮子沟油田(图6－23)等。这是一套干旱环境下的盐湖沉积物,由以泥岩为主的细粒碎屑充填物、低盐阶段沉积的碳酸盐岩类和高盐阶段沉积的膏盐岩组成,泥岩作为生烃岩提供了大量油气,泥晶白云岩及灰质泥岩的储集空间主要为溶蚀孔洞及裂缝。

溶蚀孔洞为钙芒硝、硬石膏等易溶矿物被溶蚀而形成,孔洞径较大,在1～20mm之间;或岩层破碎角砾化后,其间方解石胶结物被溶蚀;或充填缝中的钙芒硝、硬石膏、盐岩及方解石局部被溶蚀而形成孔洞,孔径可在1～2mm。此外,还有大量微孔,属晶间孔、粒内溶孔,孔径5～10μm,与微裂缝连通较好。裂缝以构造缝为主,也发育大量的层间缝,特别是水平纹层发育段,

缝密度可达100条/m以上。储集层孔隙度较低，为4%左右。岩心小样测得渗透率仅1×10^{-3} μm^2左右，但全直径岩心测得渗透率可达$300\times10^{-3}\mu m^2$，说明裂缝在渗流能力上的重要作用。

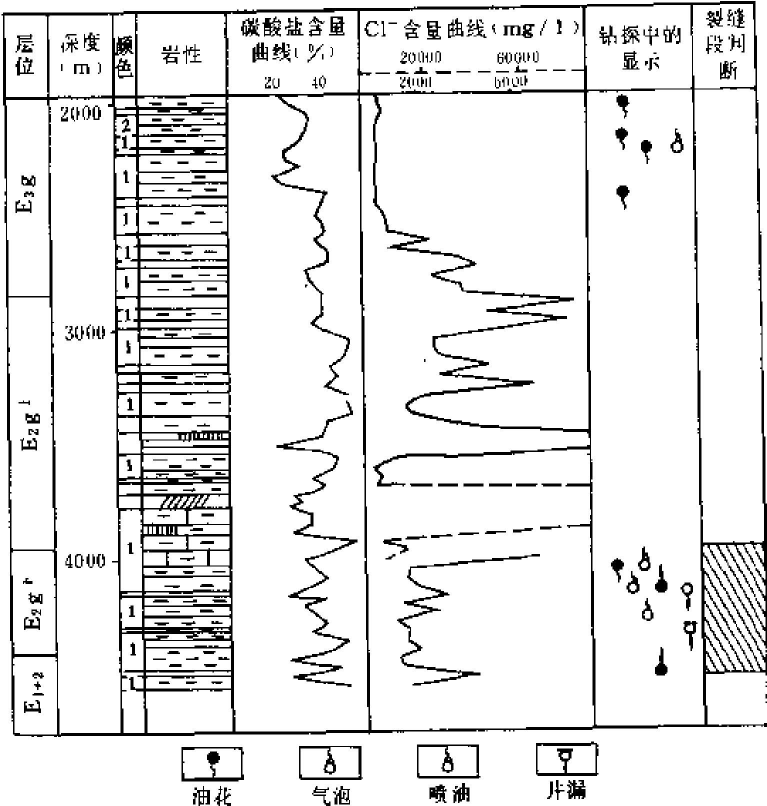


图6-23 柴达木盆地狮子沟油田狮20井裂缝发育井段判断图

其他图例和颜色标号同图6-7

第五节 海相碳酸盐岩储集层

一、储集层特征

1. 储集层系分布广

海相碳酸盐岩储集层就世界范围而言是极其重要的。但是从中国来看，作为原油储集层其储量所占比例甚小，作为天然气储集层却占有极大比例。从油气储集层的层位来看，分布十分广泛，据4个盆地统计，有10个时代21个层系(表6-19)。

2. 成岩史复杂

碳酸盐自沉积之后，随着上覆沉积物的增加，经历了海底浅埋藏和中一深埋藏(部分浅水沉积物还要经过早期大气水环境)成岩环境。在这一过程中，将发生胶结作用、交代作用、新生变形作用以及压实和压溶作用。一次性埋藏所经历的成岩作用和成岩环境比较单纯(表6-20)。就中国的地质背景而言，也许仅珠江口或莺歌海盆地第三纪的碳酸盐岩属于这种类型。

但是，古生代甚至中、晚三叠世的碳酸盐沉积物，其成岩及成岩后的变化，随着多期的构造活动或海平面的升降作用，多受到埋藏、表生成岩作用反复的叠加改造。如四川盆地威远气田上震旦统灯影组的白云岩储集层，在其沉积之后，由于桐湾运动、加里东运动、云南运动、东吴

运动、印支运动及燕山运动的影响，造成了一个波动埋藏的过程，其最大埋藏深度约7000余m，最后在喜马拉雅运动的作用下，急剧抬升至现今3000余m的深度。随着波动埋藏的进行，单就孔隙而言，产生了多次胶结充填和溶蚀扩大作用(图6-24)。

表6-19 中国海相碳酸盐岩油气层分布表

盆地	时代	产层层位	代表性油气田	主要岩性
珠江口	第三纪	韩江组、珠江口组	流花油气田、惠州油气田	礁灰岩
四川	三叠纪	雷口坡组 T_2l	磨溪气田	白云岩、石灰岩
		嘉陵江组 T_1j	阳高寺气田	鲕滩灰岩、礁白云岩
		飞仙关组 T_1f	建南气田	
	二叠纪	长兴组 P_2ch	建南气田、板东气田	灰岩、礁白云岩
		茅口组 P_1m	自流井气田	
		栖霞组 P_1q	傅家庙气田	生物碎屑灰岩、灰岩
	石炭纪	黄龙组 C_2h	相国寺气田	潮坪白云岩、角砾白云岩
	志留纪	韩家店组	太和场气田	生物灰岩
渤海湾及鄂尔多斯	奥陶纪	宝塔组 O_2b	苏桥油田	白云岩、灰岩、泥质岩、生物碎屑灰岩
		峰峰组 O_1f	鄂尔多斯中部气田	
		马家沟组 O_1m		白云岩
		南津关组 O_1n		
	寒武纪	崮山组 $\in_3g$	留58潜山油藏	石灰岩及白云岩
		张夏组 $\in_2zh$	南孟油田	
		馒头组 $\in_1m$		
		府君山组 $\in_1f$		
四川	震旦纪	灯影组 Z_2dn	威远气田	藻白云岩、白云岩
渤海湾	蓟县纪	雾迷山组 Jxw	任丘、雁翎油田	白云岩、叠层石白云岩
	长城纪	高于庄组 Chg	河间油田	叠层石白云岩、白云岩
		团山子组 Cht	曙光油田	叠层石白云岩

塔里木盆地的奥陶系和渤海湾盆地的中、上元古界及下古生界，其上不整合或假整合覆盖着石炭纪至第三纪不同时代的地层，都经历了反复埋藏—抬升甚至剥蚀的过程。中国南方晚古生代的碳酸盐岩储集层，大部分也经历了反复埋藏—抬升的历史。

成岩作用及其产物受成岩环境的控制。所谓成岩环境，主要包括时间、温度、压力、水化学等因素。有机质成熟史、沉积背景以及早期成岩作用也贯穿于成岩史的始终。因此，时代越老的碳酸盐岩，其成岩史越为复杂，每一次埋藏—抬升，必然对温度、压力、水化学和有机质成熟等方面产生重要影响。同时某些成岩作用反复地进行，如硅化去硅化、膏化去膏化、白云岩化去白云岩化等等，也使岩石的结构发生重要变化。对油气储集层而言，更有实际意义的是埋藏过程中的胶结作用和抬升过程中的溶蚀作用。深埋藏期间，因压实脱水及强烈的压溶作用，使具70%孔隙度的灰泥沉积，变为致密泥晶灰岩；胶结作用使礁灰岩由百分之几十的孔隙度降至百分之几。抬升暴露地表之后，各类碳酸盐岩将遭到溶蚀、风化和剥蚀，形成喀斯特、地下暗河及巨大的洞穴。四川盆地、鄂尔多斯盆地和塔里木盆地，在钻井过程中的放空现象均常见；渤海湾

表 6-20 碳酸盐岩成岩阶段划分标志

成岩阶段	成岩环境（主要标志）	古地温(℃)	有机质成熟度	镜质组反射率 R_o(%)	藻钻孔泥晶化	方解石胶结物：颗粒胶结—硬化	方解石胶结物·晶体形态：泥晶、微晶	球粒	纤状	柱状或马牙状	叶片状	粒状	粗亮晶	方解石胶结物·组构：环边	镶嵌	共轴	连晶	新月型、重力	方解石胶结物·成分：方解石	含铁方解石	新生变形：矿物转化	重结晶	压力双晶	白云石胶结物或交代白云石·晶体形态：泥粉晶	细—粗晶	畸形	透明晶	白云石·组构：环边	镶嵌	分散交代	白云石·成分：白云石	含铁白云石	交代作用：硬石膏化	石膏化	重晶石化	天青石化	萤石化	硅化	去白云石化	去石膏化	溶蚀孔隙·选择性：溶模孔、溶孔	溶蚀孔隙·非选择性：溶孔、溶缝、溶洞	渗流构造：渗流粉砂	渗流豆粒	渗流充填物
同生成岩	海底、潮上、湖底	常温																						蒸发渗透回流	混合水调整																				
	混合水																																												
	大气淡水																																												
早成岩	浅埋藏	<80° 或 <90°	未—半成熟	<0.5±																					埋藏压实调整	热水																			
晚成岩	中—深埋藏	80°± 或 90±—140°	成熟—过成熟	0.5±—1.3																																									
表生成岩	表生成岩	常温																			淡水																								

注：有机质成熟度及古地温的界限可与油气演化及运移相对应，与砂岩成岩阶段划分标准基本相似，但与成岩环境不完全相符

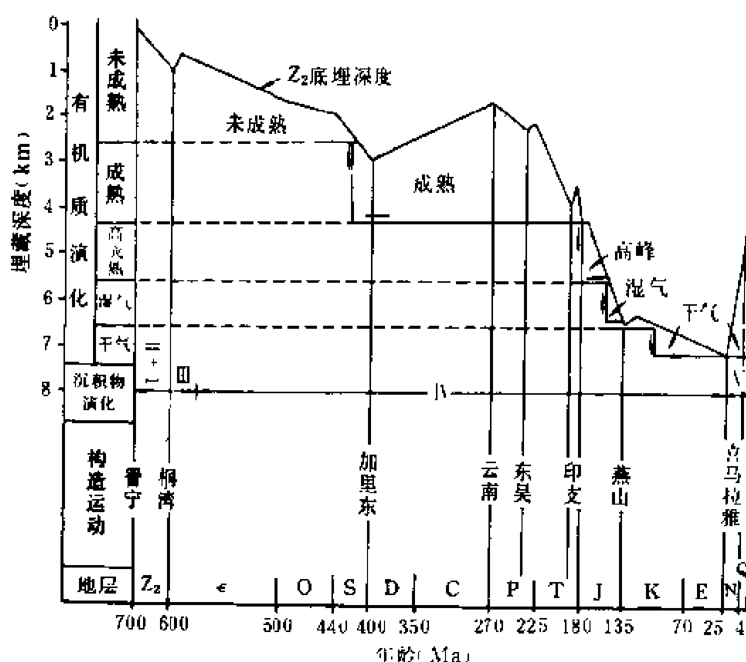


图 6-24 四川盆地威远气田上震旦统沉积物、有机质及构造演化图

Ⅰ—沉积阶段；Ⅱ—成岩阶段；Ⅲ—风化阶段；Ⅳ—埋藏阶段；Ⅴ—褶皱阶段

(据四川石油管理局勘探开发研究院，1989)

盆地潜山储集层，钻井放空更为普遍。伴随着地表的溶蚀，还常常出现塌陷和充填，形成复杂的岩溶带(图 6-25)。

3. 储集空间类型多

碳酸盐岩油气储集层的储集空间比砂岩要复杂得多。碳酸盐岩储集空间的分类有许多方案。现将四川盆地碳酸盐岩储集空间划分方案简述于后(表 6-21)。

表 6-21 四川盆地碳酸盐岩储集层储集空间类型划分表

(据四川石油管理局勘探开发研究院，1989)

成因类型		特征
类	亚类	
孔隙	粒间孔	由颗粒支撑，多为原生，但也有胶结物再被溶蚀而形成
	粒内孔及印模孔	易溶矿物溶解形成
	体腔孔	有机体腐烂而形成
	生物钻孔	常见的生物钻孔多为被填充的无效孔
	生长骨架孔	造礁群体生物骨架间孔隙
	窗格孔	藻叠层石生长孔隙，沿层分布
	晶间孔	多在菱形白云石和菱形方解石晶体间
洞穴	孔隙性溶洞	沿孔隙溶蚀扩大，多为蜂窝状
	裂缝性溶洞	沿裂缝局部溶蚀扩大，大小悬殊，洞不规则
	易溶物溶洞	石膏、岩盐等斑状被溶蚀形成
	砾间洞穴	常由角砾支撑

集层的粒间孔，孔隙度一般为 25%；四川中三叠统嘉陵江组一段、飞仙关组三段的负鲕灰岩及阳高寺气田阳 22 井嘉一段负鲕灰岩的孔隙度可达 20%；晶间孔多见于各种类型的白云岩，如四川盆地的三叠系、鄂尔多斯盆地的奥陶系。

(2)洞穴

洞穴孔隙溶蚀扩大或构造裂隙扩大与易溶矿物的溶解有关。因此，其几何形态、与孔隙和通道(裂缝和喉道)的配置关系十分复杂。目前已知洞穴储集层有四川的上震旦统灯影组、中石炭统黄龙组、下二叠统、部分中三叠统及塔里木盆地的下奥陶统以及渤海湾盆地潜山储集层的若干部位。

(3)裂缝

裂缝可见于各类碳酸盐岩之中，它的形成受多种因素控制。在各类裂缝中，对储集层最有贡献的是构造裂缝。就四川的碳酸盐岩而言，裂缝既是通道，又具有一定的储集意义。单一的裂缝储集层并不多见，比较可靠的，一是四川盆地下三叠统飞仙关组一段；再是塔里木盆地轮南地区的下奥陶统(见于轮 8 井产层上部)。另一类有意义的裂缝是风化缝，这类缝见于四川盆地的石炭系、塔里木盆地和鄂尔多斯盆地的奥陶系。

各类裂缝在一定的条件下常遭到溶蚀，当溶蚀扩大至难辨其原始成因时，统称溶蚀缝。

碳酸盐岩储集层储集空间常是由孔隙、洞穴和裂缝等搭配而成的复合体。四川盆地的勘探实践表明：孔洞发育的储集岩，孔隙度一般大于 3%，若有一定的厚度，就能成为储存工业天然气流的储集层。一般情况下，储集岩储集空间的结构具有双重性，即①双重厚度，包括孔隙(或洞穴)层的厚度和裂缝系统发育的厚度；②双重孔隙度，包括裂缝系统的缝隙度和岩块中孔隙及洞隙的孔(洞)隙度；③双重渗透率，包括裂缝系统的渗透率和岩块中喉道的渗透率。其中某些特征，在显微镜下才可以明显地观察到，在渤海湾及塔里木盆地的地层测试压力恢复曲线上，也可看到明显的反映(图 6-26)。

(4)储集空间组合

根据孔隙、洞穴和裂缝在储集层中的作用和配置关系，可以把储集空间分为数种组合。

四川盆地中、晚三叠世至晚震旦世的海相碳酸盐岩有十几个储集层，其储集空间组合类型大致可划分出 6 种(表 6-22)。

表 6-22 四川盆地储集层的储集空间组合类型表

(据四川石油管理局勘探开发研究院，1989)

类 型	渗滤通道	储存空间	孔隙度(%)	渗透率($\times10^{-3}\mu m^2$)	分布层位
孔隙型(喉道-孔隙型)	喉道	孔隙	>3	>10	P_2^2, T_1j_2, T_1j_1
裂缝型	裂缝	裂缝	不定	>10	川南少数气田的 T_1f_1
裂缝-孔隙型	裂缝	孔隙	>3	>10	T_2l, T_1j, T_1f_3, P_2^2, P_1^2, C_2, Z_2, T_3xn, T_3x, T_1j_5
孔隙、洞穴型(喉道-孔洞型)	喉道	孔隙 洞穴	>3	>10	P_2^2, C_2, Z_2
裂缝-孔洞型	裂缝	孔隙 洞穴	>3	>10	P_2^2, C_2, T_2l_3, Z_2
裂缝-洞穴型	裂缝	洞穴	>3	>10	P_1^3, P_1^2, J_1z_4, P_2^2

塔里木盆地研究程度较高的储集层是奥陶系。其储集层孔隙空间的组合关系随地而异，在轮南地区轮南8井，岩溶坍塌亚相属裂缝型储集空间，洞穴亚相形成洞穴型储集空间；在塔中1井所见为裂缝-孔洞型储集空间；在英买力地区英买7井则又属孔洞-裂缝型储集空间。

鄂尔多斯盆地的奥陶系，主要为孔隙型和裂缝-孔隙型储集空间，裂缝型虽然有，但只占次要地位。

南海珠江口盆地第三系的礁灰岩孔隙极为发育，而裂缝则不居主导地位，主要为孔隙型。

近年来，地面野外调查和室内镜下研究发现，南盘江地区二叠系礁灰岩的孔隙空间比较复杂，储集空间是缝-洞-孔的复合型。

综上所述，可以把中国各地质时代海相碳酸盐岩储集空间的组合关系归纳为以下几种类型(图6-27)。

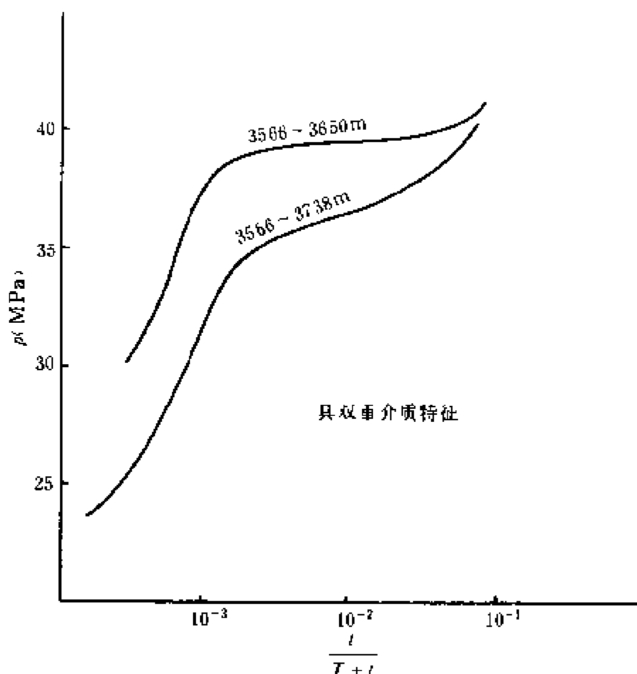


图6-26 塔里木盆地塔中1井奥陶系白云岩储集层的压力恢复曲线
(据白玉雷、沈昭国，1993)

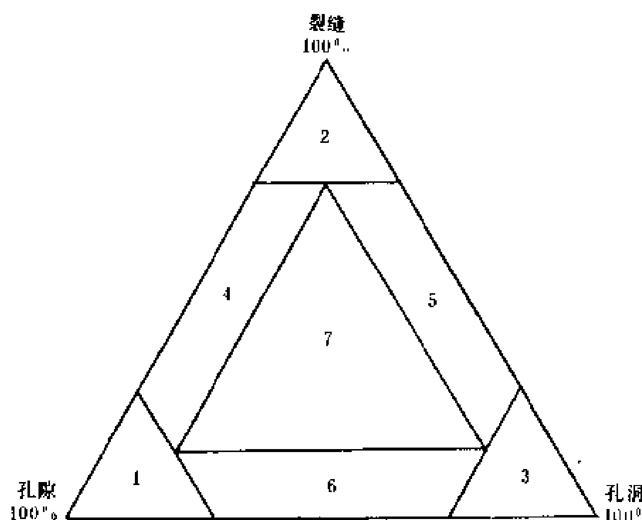


图6-27 海相碳酸盐岩储集层储集空间组合类型图
单结构型：1—孔隙型；2—裂缝型；3—孔洞型；
双结构型：4—裂缝-孔隙型；5—裂缝-孔洞型；
6—孔隙-孔洞型；7—复合型

4. 物性、厚度变化大

地层时代老的碳酸盐岩孔隙度、渗透率都很低，尤其那些连续下沉埋藏的碳酸盐岩更是如此。具有孔隙演化与沉积、构造演化和有机质演化最佳配置关系的储集层，均有较高的孔隙度和渗透率。

根据四川盆地自震旦系至中、下三叠统的统计，碳酸盐岩储集层中非孔洞层平均孔隙度一般为1.5%～3%，孔洞层的平均孔隙度为4%～10%；渗透率多数为$(0.01\sim1)\times10^{-3}\mu m^2$(表6-23)。实测样品的孔隙度和渗透率频率直方图表明，中三叠统嘉陵江组的T_1j_{2+3}、T_1j_{4+5}、及下二叠统的栖霞组(P_1q_2)、茅口组的P_1m^3，孔隙度的主频率主要分布在小于1%～2%；嘉陵江组的T_1j_1、石炭系和震旦系的灯影组，主频率分布在小于1%～3%，主频率的高峰值也位于1%～2%之间；仅中三叠统雷口坡组的T_2l_3孔隙度主频率可扩大至6%。这些样品的渗透率直方频率图与孔隙度相似，除嘉陵江组的$T_1j_{2-3}^{2}$和震旦

系灯影组无主频率分布外，其他层系的主频率主要在(0.01～0.1)×$10^{-3}\mu m^2$之间。各层系的裂缝孔隙度也只有0.03%～0.7%左右。

表6－23 四川盆地碳酸盐岩储集层物性数据表

(四川石油管理局勘探开发研究院，1989)

储集层名称	储集层厚度(m)	孔隙度(%)				渗透率(×$10^{-3}\mu m^2$)				孔洞层数据				
		样品个数	最大值	最小值	平均值	样品个数	最大值	最小值	平均值	层数	单层厚度(m)	累积厚度(m)	占储集层总厚的比例(%)	孔洞层平均孔隙度(%)
T_2l_3	200	642	29.54	0.04	2.73	268	128*	<0.01	2.31	20	0.1～8.5	74	38	4.38
T_1j_5	30	567	19.72	0.14	2.23	422	12.18	<0.01	0.24	6	1～3	12	40	5.57
$T_1j_4^2$	40	78	15.37	0.01	1.35	81	6.5	<0.01	0.16	6	1～3	10	25	5.60
$T_1j_4－T_1j_3$	150	834	17.92	0.48	1.63	347	62.61*	<0.01	1.52	3～5	0.5～5	7	4.7	5.70
$T_1j_2^3$	40	329	29.44	0.05	2.56	215	289.7	<0.01	6.14	4	0.5～3	6	7.5	8～10
$T_1j_2^2$	40													
$T_1j_2－T_1j_1$	200	1059	19.24	0.03	1.58	622	35.68	<0.01	0.49	5	0.5～3	5	2.5	5
T_1f_3	150	1629	11.54	0.13	1.11					3～6	0.5～4	8	5	4
T_1f_1	130	572	4.19	0.12	0.78					孔洞稀少				
P_2^2	120	1230		0.13	1.51				—	0～12	0.6～6	0～50		5
P_1^2	180	5345	21.59	0.06	0.84	839	30.33*	<0.01	0.08	孔洞分布不规则				
P_1^1	100	482	20.88	0.16	1.09	118	1.09	<0.01	0.10	2～5	1～3	6	6.0	4
C_2	30	3136	23.27	0.14	3.47	122	26.18*	<0.01	2.50	1～6	0.5～5	15 (5～20)	20～60	6
O	40													
Z_2	650	1528	8.80	0.10	1.76					47	0.5～4	80	14	3
合计	2100	17440			1.70							246	11.7	5

据塔里木盆地塔中及塔北地区钻井资料统计，作为储集层的下奥陶统总厚度约1000～1500m，而作为有效储集层的厚度一般不逾100m，占地层厚度6%～10%。全岩心的孔隙度分析为3.6%～5.6%，平均为4.67%，渗透率为(1.3～14.83)×$10^{-3}\mu m^2$。

鄂尔多斯盆地的奥陶系储集层，仅集中于风化带，风化带厚50～65m，有效储集层厚10～26m，最好的储集层段平均孔隙度4.05%～8.2%，平均渗透率为(0.853～18.7)×$10^{-3}\mu m^2$。

据上所述，可以认为中国古生代海相碳酸盐岩储集层一般具有低孔、低渗、有效厚度小的特点。但相国寺气田的嘉陵江组($T_1j_2^2$)藻屑含灰质白云岩，其孔隙度可达27%～30%；大池干井石炭系的泥晶砂屑白云岩孔隙度也有12%～14%。另外，四川盆地自2井二叠系栖霞组(P_1q_2)钻井中放空4.5m(尚未到底)；长8井茅口组(P_1m)放空4.78m；塔里木盆地轮南8井于奥陶系两次放空，分别为0.6m，2.5m；鄂尔多斯及湘鄂西地区钻遇碳酸盐岩地层的放空现象

也屡见不鲜。显然，这些钻井放空事例，远非是"高孔隙度、高渗透率"可以概括的。有效储集层的厚度虽说一般偏小，但在塔里木盆地英买力地区的英买4和英买7井，下奥陶统Ⅰ、Ⅱ类储集层的厚度分别为90.5m和214m；塔中地区塔中1井的下奥陶统Ⅰ、Ⅱ类储集层的厚度有160m。这些厚度值远远超过了一些陆相含油气盆地中、新生界砂岩储集层的有效厚度。此外，珠江口盆地第三系生物礁的高孔高渗大厚度储集层都证明，碳酸盐岩储集层具有孔、渗和有效厚度变化大的特点。

二、孔隙发育的控制因素

控制碳酸盐岩储集性能的因素，归纳起来可分为3种：沉积的、成岩的和构造的。随着储集层形成年代的不同，上述3种因素所起的作用也有所差别。一般来说，时代越新的储集层，沉积环境对储集性能的控制作用表现得越明显；时代越老的储集层，储集性能受成岩或构造作用的控制越强烈。沉积作用是原生的、内在的因素；成岩和构造作用是次生的、外部的因素。

1.沉积因素

碳酸盐沉积的环境，有台地边缘的高能区及其向陆一侧的低能区和向海一侧的低能区。

台地边缘高能区向海一侧，除斜坡地带以外，主要沉积物是那些直径小于0.03mm的碳酸盐泥和部分化学沉淀物（如硅质岩）。尽管这些沉积物有很高的原生孔隙度，但因它们缺乏骨架或颗粒等支撑组构，往往在埋藏过程中经历压实和压溶作用之后，变为致密不渗透的岩层。在我国目前还没有这类岩石作为储集层的实例。

台地边缘高能区水体浅、透光性好，适于粗质点的沉积物堆积和造礁生物的繁殖。礁岩属于生物骨架支撑的组构，生物骨架间常发育有大量的孔隙，一些生物的软组织腐烂之后，也常留有体腔孔。礁岩生物骨架的填隙物，除部分为灰泥外，多为生物碎屑或砂、砾屑，因此也常发育有粒间孔。

在台地边缘区，除造礁生物营造的礁体外，在缺乏造礁生物的地方或紧邻礁的向陆一侧，常发育有内碎屑滩，包括鲕粒滩、生物碎屑滩、砂屑滩或上述颗粒共同形成的复合滩。颗粒间常留有大量的孔隙空间。滩相中最为常见的孔隙是粒间孔，少量为体腔孔或遮蔽孔。当遭到大气水溶蚀时，尚可见到大量粒内孔（如负鲕）。滩相沉积物中同沉积期的孔隙可高达40%，但其孔隙易被各期胶结物填盈。

滩，除形成于台地边缘之外，还可在开阔台地形成台内点滩，在潮间带形成潮汐滩（砂坝）。

台地边缘向陆一侧的潮间带和潮上带的沉积体，是中国发现的主要油气产层之一。蒸发坪、萨勃哈（Sabkha，指潮上盐坪）、泻湖、膏盐湖等构成了这一地带的主要环境。其主要沉积物是细质点的灰泥、生物的粪球粒、藻球粒、藻屑、纹层状藻类、石膏、石盐及少许其他生物碎屑（如虫屑、介屑等）。其主要岩石类型为各种微—粉晶白云岩（包括泥质白云岩、粉屑白云岩、藻团块白云岩、球粒白云岩、膏质或含膏白云岩、藻叠层白云岩等）、硬石膏岩、膏溶角砾岩以及石灰岩、叠层石灰岩。这些岩石的沉积构造极为复杂，常见的有干裂、纹层、鸟眼或窗格构造，多边形裂块及帐篷构造，瘤状、鸡笼丝状构造等。多样的岩石类型，复杂的沉积构造，形成了多种孔隙类型。白云石的晶间孔是常见的主要孔隙类型，其他还有鸟眼孔、窗格孔、膏盐的溶孔、粒间孔、收缩孔（隙）、生物潜穴及钻孔等。

目前，中国已知的油气储集层，主要形成于台地边缘礁（滩）、台内点礁（滩）和潮坪环境（表6-24）。其他环境的岩石，其储集性能多不受沉积环境控制。

表 6-25 不同成岩环境的方解石胶结物的特征表

成岩环境		海　底	大　气	埋　藏
类　型		海底胶结物	淡水胶结物	埋藏胶结物
矿物特征		纤维状、叶片状泥晶	粒状粉、细晶，新月形，悬垂形，共轴增生	粗亮晶，有的具滑动双晶，铁方解石
成分(mol%)	MgO	1～3	0.02～1.50	0.45～1.53
	FeO	0～0.70	0～0.16	0～1.29
	MnO	0～0.17	0～0.04	0～0.60
	SrO	0～1.11	0.02～0.76	0～0.46
同位素(‰,PDB)	$\delta^{13}C$	1.4～4.7	3.7～4.8	−2.2～4.1
	$\delta^{18}O$	−8.8～−3.1	−6.5～−5.2	−16.5～−4.6
包裹体特征及均一温度		基本上不含两相包裹体	<60℃ 两相包裹体很少，共轴方解石含白云石包裹体	60～130℃，含液态烃包裹体； 130～180℃，含气态烃单相包裹体； >180℃，含气态烃和固态烃单相包裹体

2)压实-压溶作用：压实作用对细颗粒的沉积物，尤其是粘土那样的泥晶沉积物影响很大。压实使这类沉积物脱水、减少孔隙，使其中较粗的颗粒（如生物碎屑、鲕等）扭曲、压扁，甚至碎裂；压实也可以使缺乏海底胶结物的较粗颗粒沉积物堆积得更为紧密。当沉积物进一步埋藏，进入压溶阶段，常以缝合线出现的深度作为压溶作用的开始。缝合线中往往充填了泥质和有机质等压溶残余物，非但不是油气储集空间，反而对油气聚集起阻挡作用。但若受外力使其张开并遭到溶蚀时，则是良好的油气通道。

压实和压溶是重要的成岩作用。它可以使具40%～70%原生孔隙的灰泥变成致密的岩石，压溶作用可导致重结晶。压溶可使岩层厚度减少20%～39%(Bathurst,1971)。

在颗粒岩中，尽管观察到的缝合线不如不均匀含泥的或与泥质岩互层的碳酸盐岩多，但压溶导致颗粒由点接触变为线接触的现象却是常见的，其实质是导致孔隙减少。

颗粒碳酸盐岩中孔隙的丧失，是一种物质再平衡的结果，只要压实作用在进行而且又有孔隙存在，在埋藏条件下这种平衡作用就会连续进行。最晚一期（粗亮晶方解石）胶结物对孔隙的填盈是必然的。埋藏浅，压溶弱，$CaCO_3$供给的速度低，填盈孔隙需要较长的时间；埋藏适中，压溶强，$CaCO_3$供给的速度高，填盈孔隙需要的时间则短。胶结物对孔隙的填盈似乎是时间和埋藏深度的函数（图 6-28）。

3)充填作用：最早的充填作用发生于同沉积期和成岩早期（或准同生期）是所谓的“内部沉积”和示底构造。对油气储集层储集性能影响大的充填作用，多发生于古岩溶形成时期或古岩溶形成之后。钻井中遇到地下岩溶被充填的例子也不罕见，其中，有的因充填而使巨大的洞穴丧失了储集能力。

在鄂尔多斯盆地中部气区，其下奥陶统顶面溶蚀残留物和岩溶再埋藏期的异地渗入物，对储集层具明显的破坏性。溶蚀残留物主要是白云石和粘土质。白云石常常发生重结晶，晶粒比基岩的晶粒大，粘土质主要为伊利石。据统计，有60%～80%的孔隙被这些物质充填，并使孔

隙形成“半月形”。异地渗入物主要为石炭纪的泥质物，它们对风化残留角砾岩间的孔隙充填最为强烈，导致角砾变为致密的岩石。陕27井、陕47井、陕16井、陕10井岩心的溶孔中还常见高岭石及还原条件下形成的自生石英和黄铁矿。所有这些，大大降低了中部气区奥陶系岩溶带的储集性能。

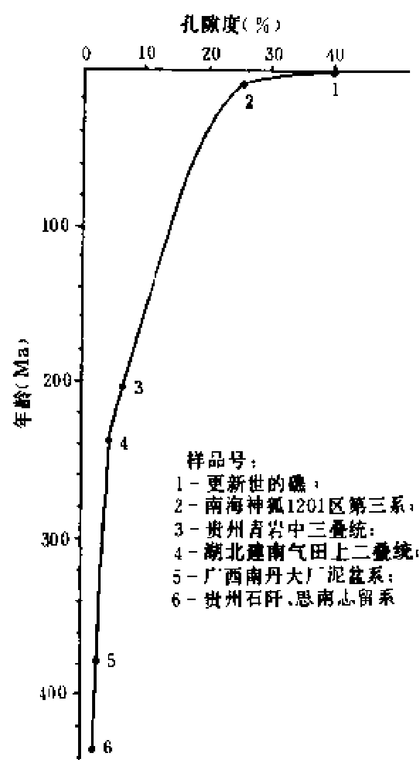


图6－28　中国礁岩孔隙与地质年代的关系
（据曾鼎乾资料，1991，改编）

塔里木盆地塔中和塔北隆起东段的奥陶系，海西期的构造裂缝宽数毫米至数厘米，延伸也较长，但它们几乎全被方解石、白云石、硅质、石膏、泥质及围岩碎屑充填，已失去储集意义。英买力地区奥陶系的岩溶也很发育，有溶洞、溶缝、溶沟和溶孔。其大洞穴已被砂泥质、洞穴坍塌角砾填盈，溶蚀缝洞中也常被泥质、亮晶方解石、白云石、石膏及石英充填或半充填，有效储集空间主要是小洞、小孔及构造缝。

(2)建设性成岩作用

1)白云岩化作用：指白云石交代灰泥沉积物或交代石灰岩中的方解石而形成白云岩的过程。白云石交代灰泥多发生于潮汐坪环境，分布较广；白云石交代石灰岩中的方解石见于埋藏环境，也可以发生于大气环境，一般规模相对较小，可以在岩石中形成斑块，也可以产生于裂缝或压溶缝两侧。对油气意义较大的是潮汐坪沉积物或浅水礁、滩沉积物的白云岩化。

白云岩化可以提高岩石的孔隙度(表6－26)。但提高孔隙度的控制因素却有许多种，且白云岩化的成因机理不只一种。理论计算结果，白云岩化可增加12%～13%孔隙。但是，其先决条件是白云石交代方解石必须严格地在分子对分子的基础上进行，并假定没有压缩作用(Chilingar，1969)。

表6－26　建南地区上二叠统长兴组各类碳酸盐岩孔隙度对比表

岩　类	白云岩	白云化灰　岩	生物颗粒岩和礁灰岩	生屑泥粒岩	生屑粒泥岩	含硅灰泥岩
样品数	69	90	181	36	18	8
平均孔隙度(%)	3.89	1.05	0.59	0.50	0.36	0.29

结晶程度不同的白云岩，其孔隙度存在着极大的差别(表6－27)，与白云岩化的环境有关。泥晶白云岩质点细小，不能形成有序度高的晶体，缺乏抗压实的支撑组构，所以尽管经过白云岩化，最终仍不能产生较多的孔隙。鲕滩、礁或早期白云岩化作用，已脱离了超盐度环境，白云石形成时不存在离子强烈竞争，结晶速度缓慢，易形成有序的晶体，具有抗压实的能力，最终留有较高的孔隙度。当大的方解石晶体业已形成时，白云岩化完全是晶体对晶体的交代，很可能不会有新的孔隙产生。

表 6-27 鄂尔多斯盆地奥陶系结晶程度不同的白云岩孔隙度变化表

(据李启明、马永生,1993)

孔隙度(%)	泥 晶 白云岩 (4)	细粉晶 白云岩 (11)	粗粉晶 白云岩 (13)	细 晶 白云岩 (16)	中 晶 白云岩 (3)	粗 晶 白云岩 (1)
最 小	0.41	0.22	0.25	2.11	0.11	
最 大	0.51	4	2.41	13.9	9.81	
平 均	0.48	1.17	0.86	6.87	4.32	0.68

注:括号内为样品数。

白云岩化增加孔隙的第二个原因,是其作用达到一定程度的时候,产生差异溶解。当白云石和方解石两种矿物同时存在时,选择性地溶解方解石是无疑的,"当其他条件相同时,方解石的溶解度约为白云石的 24 倍"(Chilingar,1967)。正是由于差异溶解,导致白云岩化程度越高,孔隙越发育。事实上,已经结晶的石灰岩,即使百分之百的白云岩化,也不会有新的孔隙增加。因为此时既没有交代作用产生新的孔隙,也没有差异溶蚀产生的溶蚀孔隙。

白云岩化增加孔隙的第三个原因,是白云岩化达到一定程度时,形成了一种抗压溶的支撑组构,它在埋藏过程中体积减少的速度较为缓慢,与石灰岩相比,孔隙丧失的速度相当小。当埋藏深度达 4800m 时,石灰岩的孔隙不足 5%,而白云岩却仍有 12%。

2)溶蚀作用: 按作用的时间或机理可分为三阶段:即早期溶蚀、古岩溶和埋藏溶蚀。

早期的溶蚀与沉积期间歇性暴露于大气水环境有关。早期的溶蚀主要形成于潮上、潮间以及台内和台缘的礁、滩相。这种溶蚀作用包括了对白云岩中残留的方解石的溶解,也包括对白云岩中石膏及"雾心"的溶解。在潮间、潮上往往因这种溶蚀形成晶间孔、晶内孔、膏模孔等。在礁滩相,这种溶解作用主要发生在颗粒之间,被溶蚀的对象是海底胶结物;有些鲕的核都是亚稳定矿物,往往由这种溶蚀形成负鲕。我国新、老的碳酸盐岩储集层中,都有这种实例。

珠江口盆地流花构造第三系礁灰岩的孔隙层,与大气淡水溶解有关。四川下三叠统嘉陵江组和湖北建南气田下三叠统飞仙关组的鲕灰岩、上二叠统的礁灰岩,也都经历早期大气水的溶蚀作用。塔里木盆地塔中 1 井下奥陶统见到大气水溶蚀的白云岩储集层。鄂尔多斯盆地奥陶系风化壳储集层在成岩早期或同沉积期也接受过大气水的溶蚀作用。显微镜下可见早期溶蚀带的渗流粉砂和示底构造。早期溶蚀作用可以发生在剖面上部水体变浅的沉积序列,也可发生在暴露之后的岩性突变带。有时构成溶蚀段与非溶蚀段,或溶蚀段与胶结作用段间互的剖面。实际上,由于后期成岩溶蚀的叠加,给判断早期溶蚀作用带来一定困难。

古岩溶是相对于现代岩溶而言,在地质历史时期因构造抬升破裂、剥蚀、风化淋滤、溶蚀等因素共同作用而产生的一种特殊岩溶类型。在含油气盆地中,古岩溶带特指上覆地层底界至地下潜水的有效溶蚀带。其作用的深度各地不一:塔里木盆地的奥陶系,岩溶带深度大于 300m,且自上而下可分出溶孔-裂缝带、次级裂缝带,向下则为非岩溶带;四川盆地的石炭系及鄂尔多斯盆地的奥陶系,岩溶带深度则仅有几十米。尽管岩溶带存在坍塌、洞穴充填,其充填物有的甚至被胶结成致密的岩石,但目前中国已知含油气盆地中的古岩溶带,仍是具有重要工业意义的储集层。石油钻井证实,在灰岩中,岩溶作用多形成大的洞穴,如四川盆地下二叠统茅口组,但在白云岩中形成的岩溶,则多为小的洞和孔,如南方的震旦系灯影组、川东一鄂西的石炭系。

四川盆地的震旦系、石炭系,鄂尔多斯盆地和塔里木盆地的奥陶系以及渤海湾盆地中、上元古界和古生界,岩溶面之上多被不渗透的泥质岩类覆盖。泥质岩的建设性作用有三:其一是

三、储集层类型

中国目前已知的工业性海相碳酸盐岩油气产层，主要分布的沉积相带是潮坪相、礁相、浅滩相、开阔海台地相及风化带。生物礁目前已知的产层主要有川东鄂西一带的上二叠统长兴组、北部湾地区的石炭系和南海大陆架的第三系。浅滩相产层分布于四川盆地的中下三叠统、下二叠统。潮坪相产层包括四川盆地的震旦系灯影组、石炭系、中下三叠统，鄂尔多斯盆地和塔里木盆地的奥陶系，构成了中国海相主要储集层的沉积相带。开阔海台地相的储集层是一种由构造、剥蚀、淋滤多种因素控制的储集层，见于塔里木盆地轮南地区的奥陶系和川东、川南的下二叠统。

1. 生物礁储集层

生物礁除侏罗纪和白垩纪外，各时代均已发现。在古生代，生物礁最发育的时期为泥盆纪和二叠纪，泥盆纪的礁主要分布于南盘江和湘中地区，二叠纪的礁主要分布于南盘江及川东鄂西地区，新生代的生物礁，主要见于南海大陆架。择其典型工业性油气产层的礁相储集层简述于后。

(1)川东、鄂西晚二叠世的礁相储集层

在鄂西利川地区，见天坝－花椒坪一带地面已出露的礁体，被视为碳酸盐台地的边缘礁，断续延伸50～60km，如果将它同齐岳山齐2井所见的礁连在一起，长度逾100km。经地面调查和钻探证明，在台地边缘礁以西，尚发育有若干个规模不等的礁体。

川东鄂西碳酸盐生物礁储集层，以建南背斜发现的礁为例，概述如下：

建南背斜位于齐岳山与方斗山之间，为石柱宽向斜的一部分，生物礁见于建南背斜的北高点(图6-29)。

长兴组(P_2ch_2)的生物礁发育于长二段，现已查明生物礁高156m，宽4.5km，面积约15km²。主要岩石类型为障积-粘结岩。岩心光面的肉眼观察，可见海绵、层孔虫、苔藓虫等呈枝状、团块状生长，蓝绿藻常缠绕海绵形成葡萄状、结核状包壳。据镜下薄片鉴定统计，平均生物含量为43%～49%，其中海绵、层孔虫、蓝绿藻等主要造礁生物占生物总含量的75%以上。

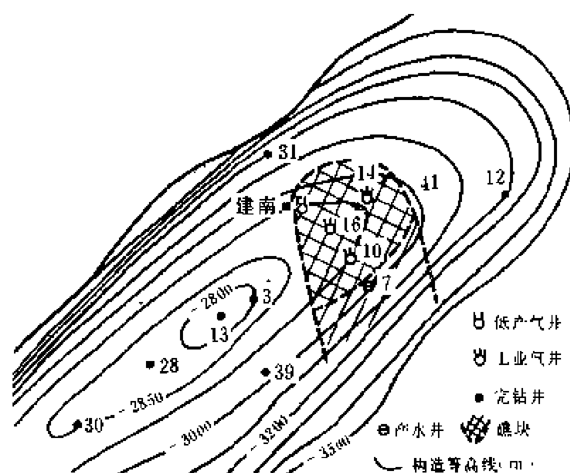


图6-29　湖北建南气田北高点长兴组二段(P_2ch_2)生物礁分布示意图
(据陈劲人等,1981)

礁岩中原生骨架孔、体腔孔、铸模孔、粒内孔、粒间孔都很发育，但多被泥晶和各类胶结物充填。孔隙度均小于1%，平均为0.7%，渗透率小于$0.1\times10^{-3}\mu m^2$。建南长兴组礁体气藏有实际意义的储集层是被白云岩化的礁岩夹层。在礁核相有白云岩7～8层，厚24～28m，至礁翼减薄至7～10m。白云岩岩心中可见由礁碎屑组成的角砾岩、大溶洞和晶洞，个别溶洞最宽达5～10cm，其孔隙度最高达14.6%，平均4%。由于礁岩质纯，与围岩相比有较高的孔隙，因此在测井资料上可得到明显的反映。

川东地区钻井已发现石宝寨、板东4井、双15井等晚二叠世长兴期礁体气藏，其层位比鄂西地区靠上，主要为长二至长三段。其主要储集层是白云岩化的礁岩夹层，有较高的孔隙度(表

6－28)，平均渗透率为 $13.1\times10^{-3}\mu m^2$，最高可达 $500\times10^{-3}\mu m^2$。

表 6－28 川东地区长兴组生物礁体储集层声波孔隙度数据表

(据四川石油管理局勘探开发研究院，1989)

参 数	板东 4 井	双 5 井	石宝 1 井	梁 2 井
层 数	10	12	9	25
厚 度(m)	30.3	34.0	19.1	107.9
占钻穿层厚(%)	23.5	24.6	11.0	21.7
平均孔隙度(%)	12.1	16.3	7.0	6.9

这些礁体中白云岩化礁岩的成因，一般认为是暴露期间混合白云岩化的结果。如对建南礁白云岩的研究表明，礁白云岩经过了多次白云岩化的过程。包括咸化海水白云岩化、调整白云岩化、混合水白云岩化和埋藏白云岩化等过程，其中至关重要的是混合水白云岩化。因为这种白云岩化作用过程是礁体直接暴露在大气水环境下进行的，即白云岩化作用的同时，还伴随着方解石的溶解。它不仅增加了岩石抗压溶的强度，产生次生孔隙，同时也为埋藏白云岩化和埋藏溶蚀创造了条件。

川东、鄂西的生物礁储集层的孔隙演化与有机质及构造演化，基本上经历了一个连续埋藏的过程(图 6－30)。由图可见：①在连续埋藏过程中孔隙不断减少；②孔隙、有机质和构造三者的演化并非是一种最佳匹配；③埋藏溶蚀使有效孔隙增加；④这种组合只能形成气藏。

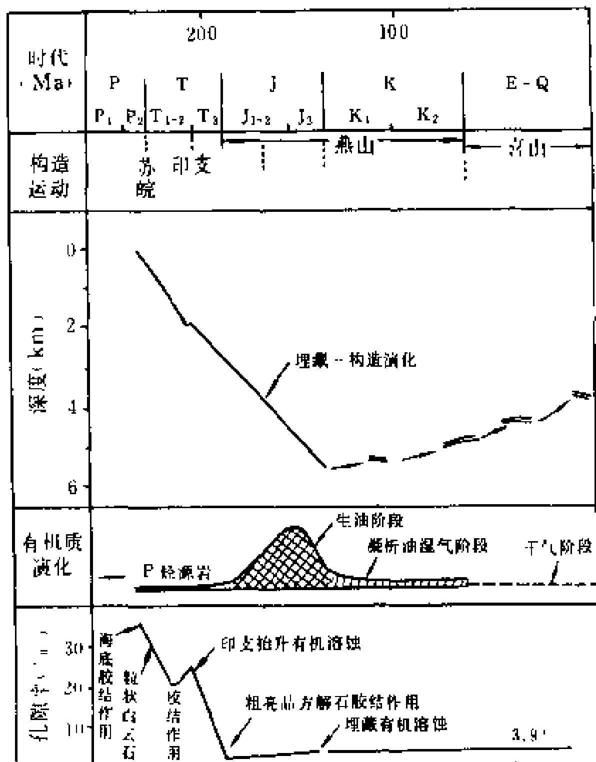


图 6－30 湖北建南地区上二叠统长兴组生物礁三史综合图

(据徐志川等，1990)

(2)南海大陆架第三纪礁相储集层

海南大陆架的生物礁，主要发育于晚第三纪早期—中新世。伴随着 3 次海侵(早中新世早期、中中新世早期和晚中新世早期)，构成 3 个造礁期。由于海侵自南而北，故而琼东南坳陷成礁在先，然后扩及海南斜坡；在珠江口盆地，白云凹陷先成礁而后成东沙隆起，在整个大陆架北部，造礁展现了先南后北的趋势(图 6－31)。

南海大陆架的礁，可以分为 6 个礁区：

Ⅰ 海南斜坡礁区 (1)32116 礁群 (2)C－54 礁群

Ⅱ 崖北—松涛礁区 (1)崖北礁群 (2)松涛礁群

Ⅲ 珠三—神狐礁区

Ⅳ 白云—恩平礁区

Ⅴ 流花礁区 (1)流花—惠州礁群 (2)陆丰礁群 (3)汕头—海丰礁群

Ⅵ 东沙礁区

经钻探，先后在珠江口盆地东沙隆起上第三系发现了惠州 33－1－1、陆丰 15－1－1

和流花 11－1、流花 4－1 礁体油气藏。礁的发育既与海侵有关，又与海底地貌有关。该区的礁体，随地貌变高，有时代变新的趋势。自早中新世早期至第四纪，依次形成 7 级台阶：第 1 台阶，早中新世早期，为碳酸盐台地的奠基期，石灰岩分布范围广，但厚度小，局部高地发育了点礁和塔礁；第 2 台阶，早中新世早－中期，石灰岩范围小，厚度大，在台地边缘发育了台地边缘礁，台内发育了众多的斑块礁；第 3 台阶，早中新世中－晚期，海进加快，碳酸盐台地被陆源泥代替，但在台缘区仍发育了台地边缘礁；第 4～7 台阶，早中新世晚期－第四纪，石灰岩分布更趋向局限，至第四纪仅在东沙群岛附近有碳酸盐岩及现代礁存在(图 6－31)。

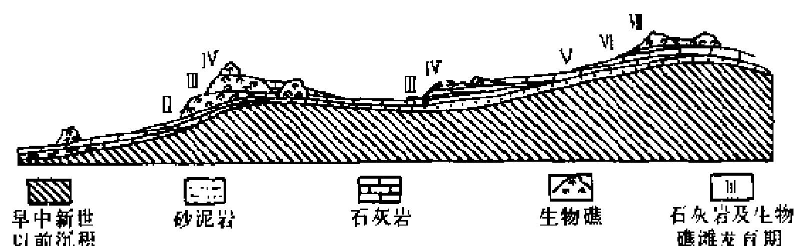


图 6－31　珠江口盆地东沙隆起成礁模式图
(据李传宇等，1989)

东沙隆起的礁，经钻探证实，生物数量丰富，种类繁多。造礁生物含量大于 50％，最高达 90％以上。主要造礁生物有珊瑚藻、海绵、珊瑚、苔藓虫，附礁生物有腹足类、腕足类、瓣鳃类、棘皮类等。珊瑚藻含量一般占生物总含量的 60％以上。常见的岩石有 4 种：①泥晶有孔虫颗粒灰岩。生物以大型底栖有孔虫为主，含少量珊瑚藻及其他生物碎片，有孔虫保存完整，局部略显定向排列。②泥晶皮壳状珊瑚藻灰岩。生物极丰富，主要为珊瑚藻(呈皮壳状，亦见枝状)及海绵。③亮晶、泥晶缠绕状珊瑚藻灰岩。珊瑚藻缠绕海绵、苔藓虫、珊瑚及其他颗粒，亮晶具 2～3 个世代。④泥晶、亮晶珊瑚灰岩。珊瑚为枝状群体，一般保存完整，其体腔一般未被充填或被泥晶半充填。

东沙隆起上已钻的流花 11－1 地区，第三系下中新统珠江组石灰岩厚 304～475m，分为新石灰岩和老石灰岩。油层分布在新石灰岩段，埋深 1197.9～1273.4m，含油井段长 75.5m，油层厚 40.8～66.4m。储集层为礁灰岩，礁剖面中显示出礁和滩间互的特点。礁灰岩主要为珊瑚藻粘结岩、泥粒灰岩；滩相灰岩主要为有孔虫粒泥灰岩、泥粒灰岩、有孔虫—珊瑚藻屑泥粒灰岩。

流花 11－1 地区礁灰岩的孔隙层与相对致密层间互出现，孔隙层的孔隙度一般为 20％～30％，渗透率(350～2300)$\times 10^{-3}\mu m^2$，致密层的孔隙度为 5％～19.6％，渗透率为(50～300)$\times 10^{-3}\mu m^2$(表 6－29)。

研究表明：上部和中部孔隙层，是多次暴露被大气淡水溶蚀的结果；下部孔隙层除暴露溶蚀之外，还和油层底水溶解有关。相对的致密层主要是沉积充填、饱和渗流水下渗和压实、压溶共同作用的结果。按该区的地质条件，将孔隙层和相对致密层的演化归纳如图 6－32。

惠州 33－1－1 井在井深 1989.5～2164m 珠江组钻遇礁体，钻厚 174.5m，其中 1989.5～2095m 为礁核。岩石为泥晶珊瑚藻礁灰岩，夹两层 8.8m 厚的泥晶珊瑚礁灰岩。孔隙空间主要是次生溶孔和溶缝，平均孔隙度 8.6％。紧邻惠州凹陷东南端的陆丰 15－1－1 井下，同样在珠江组钻遇碳酸盐岩。下部 1865～1860.4m 为浅水台地相，中部 1860.4～1855.5m 为礁滩相，上部的 1855.5～1832m 为礁相。造礁生物仍以珊瑚藻为主，其次为苔藓虫。礁岩孔隙度为 12.8％

～23.2%，滩相灰岩孔隙度为23.1%～26.9%。

表6-29 珠江口盆地东沙隆起流花礁储集层物性数据表

（据王金中，1991）

层序	4井			1(A)井			3井		
	井深 (m)	孔隙度 (%)	渗透率 ($\times10^{-3}\mu m^2$)	井深 (m)	孔隙度 (%)	渗透率 ($\times10^{-3}\mu m^2$)	井深 (m)	孔隙度 (%)	渗透率 ($\times10^{-3}\mu m^2$)
A（上致密层）	1246～1253	14.3	20				1226	11.1	7
B（上孔隙层）	1253～1276	25.5	>1000	1220～1228	31.2	350	1226～1244	20.0	500
C（中致密层）	1276～1285	15.0	246	1228～1236	12.2	180	1244～1246	5.0	80
D（中孔隙层）	1285～1299	25.2	2300	1236～1254	25.0	600	1246～1264	32.0	1800
E（下致密层）	1299～1316	19.6	300	1254～1273		200	1264～1273	13.6	50
F（下孔隙层）	1316～水层	31.4		水层		534	水层	7.7	78

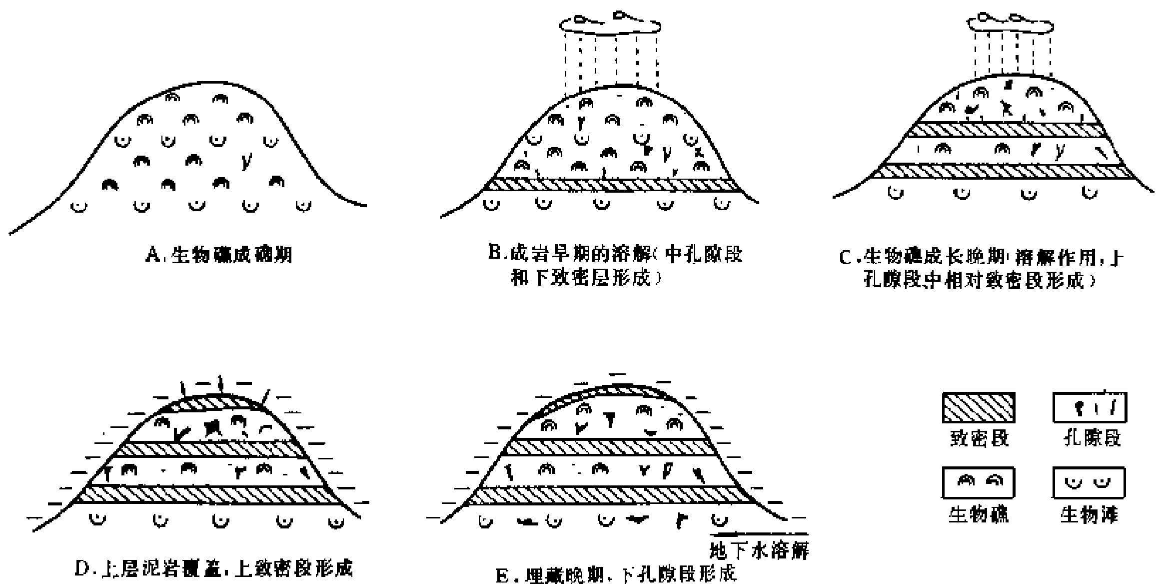


图6-32 珠江口盆地流花11-1油藏储集层孔隙段演化图

（据王金中，1991）

北部湾地区涠10-3和涠6-1井，虽属潜山型油藏，但储集层却是石炭系的礁灰岩。造礁生物主要是藻类，含量大于75%。礁岩总厚大于300m，有5个发育阶段，其间有4个间歇期。储集空间主要为裂缝和溶洞，最大的溶洞直径达40～50cm，内有方解石晶簇充填。裂缝一般宽1～3mm，最大6～7mm。该礁岩有一部分已被白云岩化。涠10-3N-1井白云岩总厚约60m，白云石晶体为粉—细晶级。据14个白云岩岩屑样测定，孔隙度为8.7%～14.1%。

由以上不难看出，礁是有利的油气储集相带，易于暴露遭到大气淡水溶解，易于白云岩化，有良好的储集空间。

2.浅滩相储集层

浅滩碳酸盐岩的分布十分广泛，远远超过礁的分布，因为滩的形成无需象礁那样苛刻的地

质条件。滩可形成于礁的底部，也可以形成于礁的向岸一侧；在碳酸盐台地的缓坡，可能无礁，但却有滩的沉积；滩还可以形成于开阔海台地内部，也可以形成于潮间带；滩相沉积出现的另一种形式，是作为礁的夹层。作为油气储集层的滩碳酸盐岩主要分布于四川盆地的二叠系、三叠系。

(1)四川盆地嘉陵江组(T_1j)的滩相储集层

嘉陵江组(奥仑尼克阶)沉积时期，四川盆地乃至整个上扬子地区的沉积，主要受潮汐作用控制。自嘉陵江组一段至五段，由海进至海退形成3个旋回：嘉一段、嘉三段和嘉五段。下部为海进环境的产物，也是浅滩主要发育的时期，主要为潮坪、泻湖灰岩。嘉陵江组厚200～850m，在四川盆地范围内，自西向东增厚。

嘉一段主要为含泥质灰岩、藻席灰岩、微晶蠕虫灰岩和灰岩；嘉三段主要为蠕虫灰岩、藻席灰岩、条带灰岩、微晶灰岩、微晶白云岩；嘉五段下部主要为厚层灰岩，顶部有厚度不大的白云岩。上述三个层段习惯上统称为滩。

嘉一－嘉二段的浅滩，主要为介屑灰岩、鲕粒灰岩、球粒灰岩，主要发育在川东北的万源、宣汉、云阳一带；川东及川南的泸州、重庆、方斗山一带和川西－川西南－滇东北的北川、峨眉、盐津、纳雍一带。嘉三—嘉四段的浅滩多为砂屑灰岩、鲕粒灰岩、球粒灰岩，主要分布于川东北的万源、宣汉、巫山一带；川东地区的重庆、彭水一带及川南—川西南－滇东北的珙县、盐津、毕节一带。嘉五段下部的浅滩主要为鲕粒灰岩或团粒灰岩及砂屑灰岩，主要发育于川东、鄂西地区的重庆、垫江、丰都、利川一带；川东北的万县、巫山一带；川南的自贡、威远一带及川北的南江地区(图6－33,6－34)。

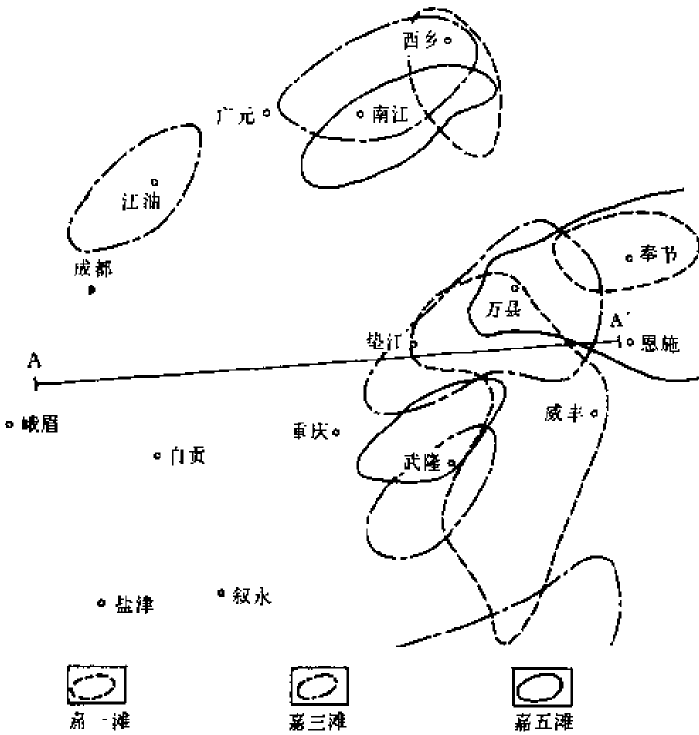


图6－33　四川盆地下三叠统嘉陵江组滩分布图

注：AA′为图6－34横剖面图的剖面位置

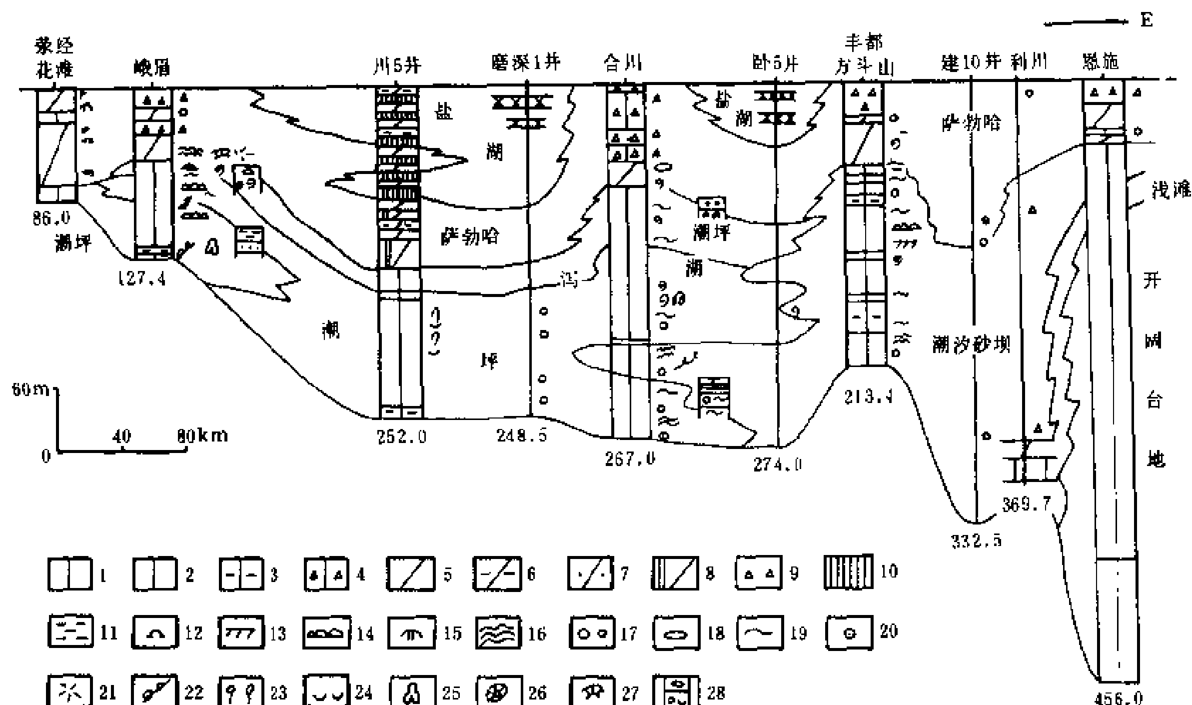


图 6-34　四川盆地下三叠统嘉三至嘉四段沉积相横剖面图

1—微晶灰岩；2—白云质灰岩；3—泥质灰岩；4—角砾状灰岩；5—白云岩；6—泥质白云岩；7—沙屑白云岩；8—膏质白云岩；9—角砾岩及角砾构造；10—硬石膏；11—泥岩；12—丘状层理；13—斜层理；14—波痕；15—砂纹；16—藻席；17—团块构造；18—"眼球"构造；19—蠕虫状构造；20—鲕状；21—膏模；22—虫迹；23—生物屑；24—介屑；25—干裂；26—海百合茎；27—有孔虫；28—剖面序列类型

（据吴应林等，1989）

四川盆地嘉陵江组的滩不是典型的台地边缘滩。典型台地边缘滩主要分布在贵州省贵阳一带。四川目前见到的滩主要是潮汐三角洲沉积的砂坝或潮汐流控制的鲕粒席状体。就少数剖面分析，滩的厚度都不大，如合川剖面嘉一段含鲕粒岩段厚 25m，鲕粒岩有 7 层；巫山剖面嘉一段鲕粒岩段厚 25m，含鲕粒岩有 5 层。

无论嘉一至嘉二段或嘉三至嘉四段乃至嘉五段下部至嘉五段上部，都是由潮坪、潟湖向上变为萨勃哈的沉积系列。

从图 6-34 可以看出，其沉积环境和沉积序列易于发育孔隙。诸如潮坪、潟湖背景下发育起来的无论潮汐三角洲还是潮汐砂坝，在其沉积物沉积期间或沉积之后，都时常暴露于大气环境。大气水对亚稳定矿物——文石或高镁方解石骨架颗粒和胶结物的溶解作用，导致滩相颗粒岩有较多的孔隙；其次，潮汐三角洲或砂坝相，海水有一定的能量，导致颗粒磨蚀和分选，原始孔隙一般较为发育；强蒸发和石膏的沉淀，易造成沉积物的白云岩化，一方面产生孔隙，一方面增加岩石的抗压实、压溶的能力；潮汐三角洲或砂坝之上紧接着出现的萨勃哈相的石膏和岩盐，迅速使多孔的颗粒岩变为封闭环境，有利于孔隙的保存。

基于上述原因，嘉陵江组各类滩相的岩石中，发育有粒间孔、粒间和粒内溶孔、铸模孔。由于这些岩石泥少质纯，在后来的构造活动中也能形成比较发育的裂缝，从而使多孔的颗粒灰岩（白云岩）成为较好的储集层。据统计，泸州一带嘉一段上部 50m 地层中，鲕灰岩（云岩）、介屑

灰岩(云岩)较发育,其平均孔隙度为5%~10%;石龙峡嘉五[1]鲕灰岩孔隙度达7.5%;阳高寺嘉一[4]—嘉二[4]平均孔隙度为5%,最高可达21%。

(2)飞仙关组(T_1f)的滩相储集层

飞仙关组的滩,主要由鲕粒灰岩和巨型介屑灰岩、砾屑灰岩组成。鲕粒灰岩具交错层理,鲕粒大小一般为0.2~2mm;鲕的同心圈明显,多者可达20余圈,其表面高度磨光,不含灰泥,只有亮晶胶结物。鲕粒灰岩一般厚30~70m,至鄂西一带大于100m。巨型介屑灰岩由2~5mm纯介屑组成。砾屑灰岩由鲕粒灰岩砾屑和泥晶灰岩砾屑组成,砾屑直径一般5~10mm,大者达27mm,分选差,排列不规则,含数量不等的灰泥及粉砂屑。巨型介屑灰岩与砾屑灰岩有时在同一剖面中出现,但都位于鲕灰岩上部。其厚度变化大,一般0.5~5m,局部在10m以上。

飞仙关组的滩具有高能滩的性质,原生孔隙发育,胶结作用非常强烈。在海底成岩环境期间,颗粒间沉淀了最早期的胶结物,主要是原为文石和高镁方解石的纤维状胶结物和叶片状胶结物,个别孔隙已被其充满。紧接叶片状胶结物沉淀的是粒状方解石,方解石含有液态包裹体,其均一温度为60~85℃。电子探针、氧碳同位素、阴极发光及包裹体温度资料表明,包裹体形成于大气潜流带——浅埋藏成岩环境。粒状方解石对孔隙的填充作用非常明显。据研究,海底胶结物沉淀之后,滩相沉积物的孔隙度尚大于30%,而粒状方解石胶结物沉淀之后,孔隙度仅剩5%。滩相沉积物的最后一期胶结物是粗亮晶方解石,多居于孔隙的中心,胶结物的包裹体均一温度为120~185℃,主峰集中在150~180℃,表明是在较深的埋藏条件下沉淀的。此期胶结物沉淀之后,滩相沉积物的孔隙度不足2%。现今四川庙高寺鲕灰岩产层的孔隙度只有0.5%~1.1%;建南气田飞仙关组鲕灰岩产层实测的平均孔隙度为1.44%。

从飞仙关组滩的沉积环境看,其原生孔隙应当高于嘉陵江组的滩相沉积物,但其相序组合与嘉陵江组不同。飞仙关组滩相沉积物之上,不是萨勃哈环境的膏岩或盐岩,而是潮坪、泻湖相的石灰岩。实际上尽管飞仙关组的滩也有暴露在大气淡水的机会,鲕粒和早期胶结物也遭到一定的溶解,但在一个连续海退由开阔海变为局限海的背景下,暴露的时间不及嘉陵江组滩长。更重要的是暴露之后,缺乏膏岩或岩盐的保护,不能阻止饱和$CaCO_3$的水向下渗,导致大气潜流——浅埋环境下粒状方解石胶结物的发育,并由此促使这些滩相沉积物在早期成岩过程中孔隙急剧减少。

3. 潮坪相储集层

目前已知的潮坪相储集层,主要有两种类型:一种是超盐度的蒸发坪,包括四川盆地的下三叠统嘉陵江组、下石炭统和鄂尔多斯盆地的下奥陶统;另一类是藻坪,见于四川盆地的上震旦统灯影组。

(1)四川盆地嘉陵江组(T_1j)蒸发坪储集层

前已指出,嘉陵江组自嘉一段至嘉五段,存在由海进至海退三个沉积旋回。其中,嘉陵江组二段、嘉陵江组四段和嘉陵江组五段上部,属海退序列,为蒸发坪—萨勃哈环境。

嘉二段一般厚100~150m,在川西北、川西一带厚度略小,仅有几十米,主要沉积物为陆源碎屑和白云岩及白云质页岩,为河流和大陆、海岸萨勃哈环境。川中、川东及川南一带,为萨勃哈台地白云岩、石灰岩及硬石膏组成的旋回性沉积。川东卧龙河及鄂西建南一带井下所见石膏层保存完好;而合川井下所见则多为膏溶角砾岩。

四川盆地嘉陵江组四段主要为萨勃哈沉积物,川西地区为厚数十米的膏溶角砾岩、白云岩及去膏化白云质灰岩;川中蓬安一带井下所见为颗粒白云岩或泥质泥晶白云岩与硬石膏岩组成的韵律层。颗粒白云岩发育于嘉四段下部,为潮上滩脊沉积,常见溶蚀孔隙,是嘉四段的主要

储集岩层。川东地区与川中类似。嘉五段上部一般厚度在100～200m，岩性与嘉四段雷同，只是石膏更多，石膏的分布范围更广，白云岩一般单层厚度小。

嘉陵江组蒸发坪储集层孔隙度一般可达2%～4%，最高可达19%，渗透率一般都较低。储集层的岩性既有白云岩，也有石灰岩。据岩心观察，储集空间类型多样，有晶间孔、晶间溶孔、粒内孔、窗格孔、溶孔及裂缝。因受沉积条件和剥蚀作用的影响，各层段分布范围不尽一致。以嘉陵江组二段分布最广，遍及川东和川南地区，川西南仅见于个别圈闭（表6-30）。嘉四段在川南被剥蚀，主要分布于川东与川西南（表6-31），嘉五段上部的储集层分布零星。

嘉五段上部的潮坪储集层（嘉五^{2}以上）见于东溪背斜，储集层岩性为鲕灰岩、白云岩；川东卧龙河气田所谓的嘉五^{1}气藏，实际上包括了嘉五^{2}和嘉四段，岩性为藻白云岩和粉屑灰岩，孔隙度一般5%～6%，最高达19.75%。有些构造，两个储集层段构成一个储集体，如东溪背斜、合江背斜的T_1j_4与T_1j_3，丹凤场背斜、石龙峡背斜的$T_1j_2^1$与T_1j_1，说明其沉积和成岩改造有着近似的条件。

表6-30　四川盆地嘉二段部分储集层物性数据表

地　区	构　造	层　位	厚度(m)	孔隙度(%)		渗透率($\times10^{-3}\mu m^2$)	主要岩性
				平　均	最高		
川东	石油沟	$T_1j_2^2$		1～3(一般)	14.81	<0.1	白云岩及石灰岩
	东　溪	$T_1j_2^2$	20	6			上、下部为白云岩，中部为石灰岩
	福成寨	$T_1j_2^2$	45	3			砂屑、鲕白云岩
		$T_1j_2^1$		<1(一般)	4.79	0.01.65.1(最高)	白云岩(T_1j_2底部)
	石龙峡	$T_1j_2^2$	40	2～5(一般)	14.43		粒屑白云岩
川南	庙高寺	T_1j_2	45	3.5	25.3	2.6	石灰岩夹鲕灰岩和白云岩
	合　江	$T_1j_2^2$	30	井漏、放空			鲕白云岩、石灰岩、白云岩
	丹凤场	$T_1j_2^1-T_1j_1$		3～6(一般)			白云岩($T_1j_2^1$)，白云岩、石灰岩(T_1j_1)
	老翁场	$T_1j_2^2$	35	1～10(一般) 平均2.89		<0.01	石灰岩、白云岩
川西南	邓井关	$T_1j_2^2$	25				白云岩、石灰岩、类鲕灰岩、生物灰岩和粉晶溶孔白云岩，溶孔大小为0.3～0.5mm

表6-31　四川盆地嘉四段T_1j_4部分储集层物性数据表

地区	构造	层位	厚　度(m)	孔隙度(%)		渗透率($\times10^{-3}\mu m^2$)	主要岩性
				平　均	最高		
川东	石油沟	$T_1j_4^2$	15	1%(一般)			白云岩及白云质石灰岩
	东　溪	$T_1j_4^1$	9～14	5～8(一般)	18.31		石灰岩及白云岩
川西南	自流井	$T_1j_4^1$	8.06	6.5	19.92		粉晶白云岩
	黄家场	$T_1j_4^1$	20～30	2～4		<0.1	白云岩
	邓井关	$T_1j_4^1$	4	8.6			白云岩

（2）四川盆地石炭系潮坪储集层

石炭系的潮坪储集层主要分布于川东及鄂西的建南地区，以上石炭统黄龙组为主。按其岩

A—裂缝密度；
B—加权平均孔隙率（%）；
C—孔隙率

孔隙层

图 6－35　四川盆地卧龙河气田上石炭统黄龙组孔隙层栅状对比图

（据陈宗清，1983）

黑灰色泥岩，底部为0.2～0.6m的灰黑色凝灰质岩。残余厚度10～20m。其中马五$_1^3$细粉晶白云岩是本区主要储集层，厚2.52m。

马五$_2$：上段为两套泥质白云岩与泥粉晶白云岩互层；下段为灰色薄层细粉晶白云岩、泥晶白云岩，向东灰质云岩增多，白云岩普遍含石膏假晶。厚6.0～9.4m，属潮间上部—潮上沉积。

马五$_3$：灰色含泥质泥晶角砾状白云岩、含膏云岩及膏云岩不等厚互层。厚21.0～30.4m，主要为潮上沉积。

马五$_4$：灰色块状泥晶—细粉晶白云岩夹泥质云岩、膏云岩及膏岩。含藻球粒及生物骨屑，厚34～49.4m。上部夹0.5～1.0m厚的灰绿色凝灰岩。主要属潮上和潮间沉积，顶部的马五$_4^1$白云岩是本区主力气层。

马五$_5$：深灰色、灰黑色块状灰岩、白云质灰岩，具水平及微细波状层理，含腕足、介形虫及软体螺类化石。属潮下环境，厚22～28.6m。

马五$_1$至马五$_5$已发现9个含气层，连同马五$_7$，计有10个储集层。气层厚一般为2～4m，向下单层厚度增加，至马五$_4$单层纯白云岩厚达4～5m（图6-36）。

鄂尔多斯盆地奥陶系储集层的形成受着多种因素的影响。同沉积期（早期）发生大气水的溶蚀作用，仅限于海退旋回的顶部白云岩中，所形成的孔隙为孤立的孔洞，连通性差，且多被石膏、石盐胶结充填。这种溶蚀作用的孔隙虽不具储集意义，但却为后期的溶解提供了条件。在埋藏期间还有溶蚀作用发生，主要是：①有机溶蚀；②与硫酸盐细菌还原作用有关的溶解作用；③与富Ca^{2+}热卤水活动有关的溶解作用。但形成储集层的主要因素是石炭系沉积之前因抬升剥蚀淋滤导致的古岩溶作用。古岩溶作用随着地表地势的起伏，形成了不同的岩溶地貌，即岩溶高地、岩溶残丘、岩溶洼地和谷地。靖边—横山地区为岩溶高地和残丘，有利于古岩溶和多层淋滤孔洞带的发育；而榆林—绥德地区处于岩溶的洼地、谷地，不利于岩溶的改造作用。

靖边—横山地区岩溶带储集层一般发育于风化壳之下40～60m，并有向西增厚的趋势（表6-33）。比较好的孔隙层集中出现在两个层段：上部集中出现于马五$_1$；下部集中出现于马五$_4$顶部。这些储集层，实际上是岩溶高地—残丘体系中不同深度的次生溶蚀孔隙带。

表6-33 鄂尔多斯盆地靖边—横山地区岩溶储集层厚度表

（据李启明等，1992）

井　号	岩溶带厚度（m）	井　号	岩溶带厚度（m）	平面方向
林 2	43.0	陕参1	59.5	由东向西增厚
陕 2	49.0	陕5	61.0	
陕 4	55.0	陕31	75.5	
林 1	54.0	城川1	195.0	

由于岩性和岩溶作用强度的不同，自马五$_1$至马五$_4$，各含气层的厚度和物性等均有明显的区别（表6-34），且在空间上的展布也有很大差异。

从马五段各储集层的厚度、物性及分布范围看，马五$_1^3$和马五$_4^1$是鄂尔多斯盆地中部气区最有利的储集层。单就储集层物性看，马五$_1^4$也不失为最佳储集层，遗憾的是其有效厚度太小，分布范围也不及马五$_1^3$和马五$_4^1$那样广。

总而言之，鄂尔多斯盆地中部气区奥陶系储集层既受沉积相控制，也受古岩溶控制，层序

表 6－34　鄂尔多斯盆地马五段主要储集层数据表

（据戚厚发等，1992）

层　位	厚　度（m）	孔隙度（%）	渗　透　率（$\times10^{-3}\mu m^2$）	孔隙类型	储　层　岩　性
马五$_1^1$	2～5.1	2.5～6.2	0.09～1.67	裂缝-溶孔	针孔、晶间孔白云岩
马五$_1^2$	3～7	3.3～5.2	0.06～2.86	裂缝-溶孔 溶孔-晶间孔	细粉晶白云岩，次为泥粉晶云岩、角砾状云岩、蛹云岩
马五$_1^3$	3～4 5.3（最厚）	5.7～8.2	1.33～18.7	溶孔、洞顺层分布	细粉晶白云岩，局部夹角砾状云岩、蛹云岩、泥晶云岩
马五$_1^4$	1.2～2.4	6.04（平均） 13.3（最大）	5.35（平均） 316（最高）	似孔隙型 晶间孔一晶间溶孔	细粉晶一中晶白云岩
马五$_2^2$	1.8～4.4	1.8～3.9	<0.1	裂缝	泥粉晶一细粉晶白云岩，角砾状粉晶白云岩
马五$_3$	1.2～3	1.2～3.5	<0.01～1.02	裂缝	泥晶一细粉晶白云岩
马五$_4^1$	4～5.6	3.07～10.5	0.02～5.69	裂缝-溶孔	细粉晶白云岩

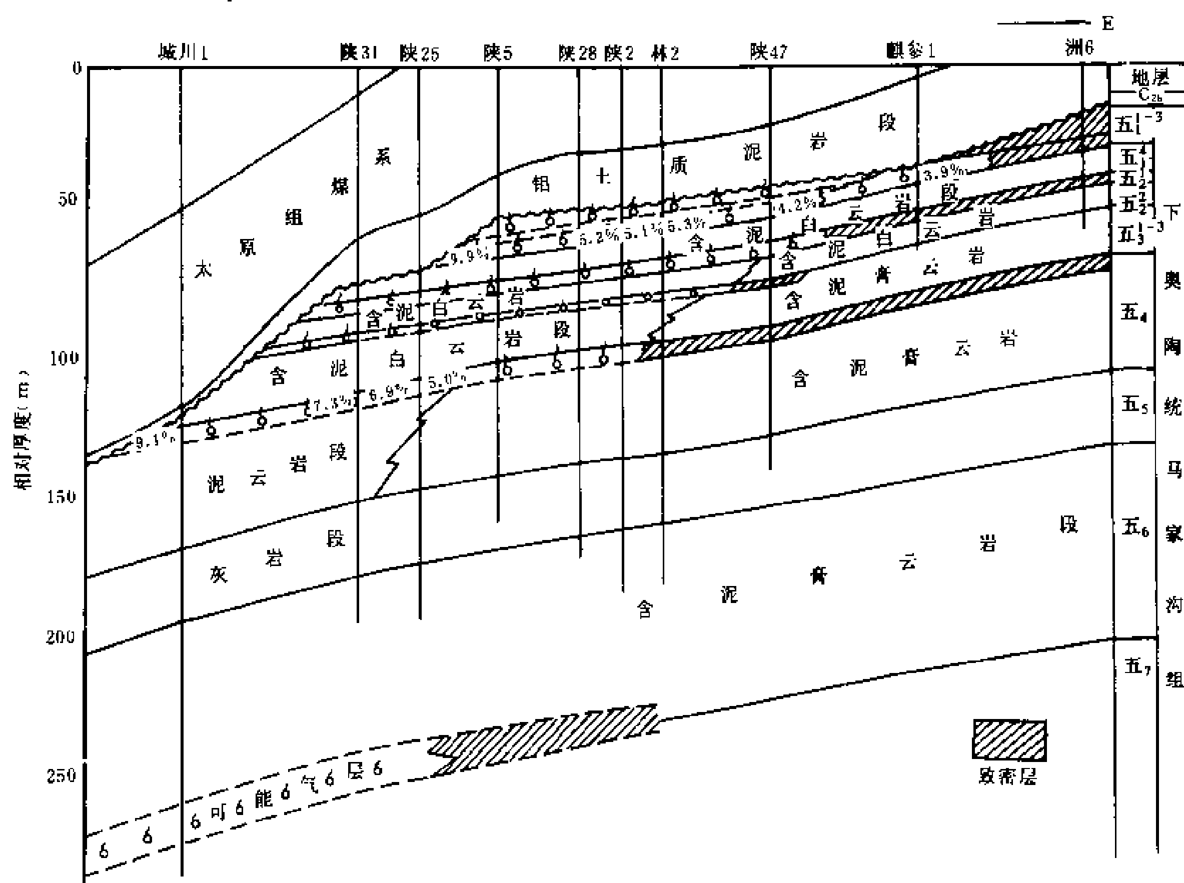


图 6－37　鄂尔多斯盆地中部奥陶系气田剖面图

（据戚厚发、惠斌耀等，1992）

4. 局限海和开阔海台内浅滩相储集层

局限海和开阔海台地相的沉积物，在一般地质条件下难以成为好的储集层，但当其遭到多次成岩改造、构造改造或者成岩和构造叠加的改造作用时，也可以成为储集层。四川盆地二叠系的滩属开阔海台内浅滩，因构造改造作用，其储集层常常难与开阔海的其他沉积相储集层区分，故在此视作一个整体。

(1)四川二叠系开阔海及开阔海浅滩相储集层

四川盆地二叠纪的开阔海，主要发育于早二叠世的栖霞期、茅口期和晚二叠世的长兴期。这三个时期的沉积构成了二叠系的主要储集层，其中以茅口组的储集层最为重要。

栖霞期和茅口期，四川大部地区为开阔海台地相。栖霞组为灰、深灰色薄层至块状灰岩、泥质灰岩、藻团粒灰岩、泥晶虫藻灰岩夹硅质灰岩和白云岩(白云岩化)，局部具眼球状构造。含有孔虫、绿藻、棘皮及腕足类化石，厚100～200m。在江油、雅安、宜宾一带和龙女寺、万源等地，存在一些台内浅滩。茅口组为薄层至块状泥晶虫藻灰岩、生物碎屑灰岩、石灰岩和泥质灰岩。含有孔虫、绿藻、䗴、珊瑚及腕足类化石，厚200～300m。在乐山、泸州一带，大巴山前缘及江油、磨溪等地，也出现一些虫、藻为主的台内滩(图6-38)。

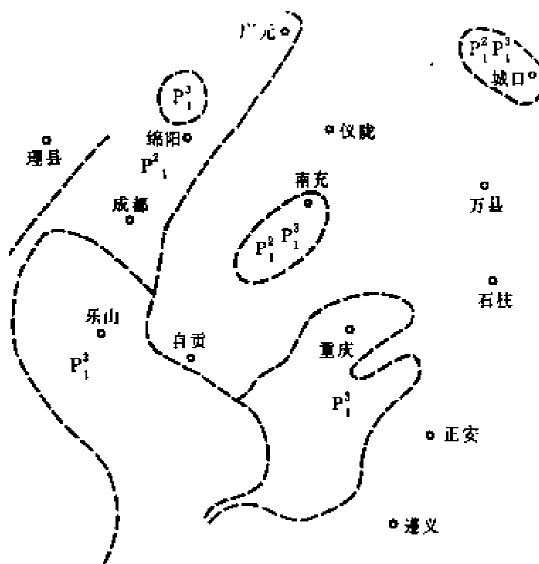


图6-38 四川盆地早二叠世滩平面分布图

晚二叠世长兴期的开阔海台地相主要分布于南充—重庆一线以东，沉积物为灰、深灰色中层至块状泥粉晶生物灰岩，含有孔虫、䗴、绿藻、珊瑚、棘皮类化石，厚50～200m。南充—重庆一线以西为海陆过渡相，碳酸盐沉积物不发育。长兴组的岩石类型和沉积环境不具备形成有利储集层的条件。现今四川盆地的长兴组之所以能够作为产层，其主要原因是后期构造活动形成裂缝和与构造活动伴随的地下水溶蚀的结果。

栖霞组和茅口组虽然浅滩很多，但与潮坪浅滩和台缘浅滩不同，大多数形成于开阔海低能环境，缺乏反复暴露于大气水遭到淋滤的机会和白云岩化的条件，也缺乏强水流的冲洗和簸选，具有更多的泥晶填隙物。因此，同沉积期或早成岩期的原生孔隙不发育。栖霞组储集空间的形成，其机制类似长兴组，也是后期构造作用和地下水溶蚀的结果。茅口组储集空间的形成，除后期构造活动和地下水溶蚀作用外，更重要的是茅口期末发生了东吴运动，导致茅口组遭到剥蚀和大气淡水的淋滤、溶解，并由此使其发育了裂隙、溶蚀缝和规模不同的溶洞。因此，可以说茅口组储集层的形成在很大程度上与古构造岩溶的关系更为密切(图6-39)。

由于长兴组、栖霞组与茅口组相比，缺乏古构造岩溶作用，其工业性储集层的分布及数量远不及茅口组。

栖霞组和长兴组储集层岩性为生物灰岩、白云岩和石灰岩。栖霞组储集层在黄家场气田厚48～67m，孔隙度1%，渗透率为$0.01\times10^{-3}\mu m^2$；龙女寺厚50～60m，平均孔隙度为2.75%。长兴组储集层岩性主要为石灰岩和生物灰岩，丹凤场所见厚70～90m，孔隙度一般0.92%，最高

中一下奥陶统为一套石灰岩。轮南46井、轮南16井的剖面可分5个岩性段，第1、2、3岩性段为中一上奥陶统印干组；第4岩性段为其浪组；第5岩性段为坎岭组至萨尔干组。塔北地区的下奥陶统可以轮南1井的剖面为代表。该井下奥陶统自上而下可分为3个岩性段：第1岩性段为厚层—块状颗粒灰岩及泥晶灰岩；第2岩性段为中—厚层状泥晶灰岩、颗粒灰岩夹白云质灰岩；第3岩性段为白云质灰岩、灰质白云岩、泥质白云岩互层，向下白云岩增多。

塔中地区的塔中1井揭示的下奥陶统，主要为中晶一微晶白云岩、泥质白云岩、藻白云岩夹少量砂屑、砾屑白云岩。可分为5个岩性段，其中第2、4、5岩性段夹一定数量的泥质白云岩，第2、4岩性段还可见石膏。据区域地层资料分析，塔中地区塔中1井的这套白云岩，大致相当于轮南1井第3岩性段及其以下的层位。

塔里木盆地奥陶系的储集层主要发育于下统。之所以如此，决定的因素是岩性。虽然奥陶系储集层的形成是古岩溶作用的结果，但中、上奥陶统的岩性很难形成风化淋滤带，也不可能有大量的溶蚀孔隙和裂缝产生。就下奥陶统的碳酸盐岩储集层而言，同在古岩溶作用的背景下，石灰岩与白云岩对岩溶作用却存在着不同的响应。钻探揭示出的石灰岩，常有较大的洞穴，却只有少数井见到这种洞穴属于有效储集层，其中的大多数，因坍塌和充填失去储集意义。在石灰岩中，有效的储集空间是那些因坍塌和构造活动形成的裂缝，因此，石灰岩多属裂缝性储集层。白云岩在受到古岩溶作用时，多是孔隙的溶蚀扩大，难以形成大的洞穴。其裂缝除近地表有极少的坍塌缝之外，多属构造裂缝。所以白云岩主要是裂缝-孔隙型储集层（表6-36）。

表6-36　塔里木盆地下奥陶统不同岩性的储集层类型

（据白玉雷等，1993）

井号	储集层层位	上覆地层	不整合面深度(m)	H①(m)	h②(m)	D③(m)	岩性	有效储集层类型	产量		
									油(m^3/d)	气(万m^3/d)	水(m^3/d)
轮南1	O_1	T	5039	46.5	129	27	石灰岩	裂缝	97.46		
轮南4	O_1	C	5094	72	156	30.5	石灰岩	裂缝	5.15	3.3	
轮南8	O_1	C	5179	87	87	47.5	石灰岩	裂缝-溶洞	56	19	
轮南10	O_1	C	5273	107.5	116	82	石灰岩	裂缝	17.9	17	14.9
轮南11	O_1	C	5264	45	192	82	石灰岩	裂缝	12.34		
轮南14	O_{1-2}	C	5329	231	231	44.5	石灰岩	裂缝	18.7	0.3671	
轮南17	O_1	C	5524	55.6	150	25.5	石灰岩	裂缝	57.3	1.5	
英买4	O_1	J	5055	92	250	90.5	灰质云岩	裂缝-孔洞			1168
英买7	O_1	J	5210	189	575	214	白云岩	裂缝-孔洞	229	0.2265	
塔中1	O_1	C	3585	152	313	160.5	白云岩	裂缝-孔洞	576	33～36	
英买1	O_2	T	5047	329	348	24	石灰岩	裂缝-孔洞	150.1		

①H：油气水层底界距不整合面的深度；

②h：有效储集层底界距不整合面的深度；

③D：有效储集层总厚度

综上所述，下奥陶统钻井揭示的上部石灰岩段以裂缝型储集层为主，石灰岩段之下的白云岩以裂缝-孔洞型储集层为主，这是塔里木盆地下奥陶统储集层的主要特征之一。

因构造抬升遭到的剥蚀、风化和淋滤作用自不整合段向下逐渐减弱，裂缝-溶洞层的发育程度也随之降低。大约在不整合面向下300m以下，由孔隙层变为致密层，这种特征在测井综

合概率曲线上表现得尤为清楚(图 6-40)。与不整合面有关的古构造岩溶型储集层的区域分布和发育程度受区域构造活动及其发育史的控制。据岩心观察,塔里木盆地的塔北及塔中地区的裂缝主要发育于海西期、印支期和燕山期及燕山期以后。海西期的裂缝规模较大,但目前已被碳酸盐、石膏和泥质充填,失去储集意义。印支期以后的裂缝规模较小,多数未被充填,单独或与溶孔(洞)配合而成为有效储集层。这些裂缝在空间的展布与区域断裂的关系比较密切,表现为裂缝的走向与断裂斜交或垂直。在应力作用较强的部位,如断层端部、断裂交汇或转弯处、断垒倾伏端的坡度陡变带,有效储集层较为发育(图 6-41)。

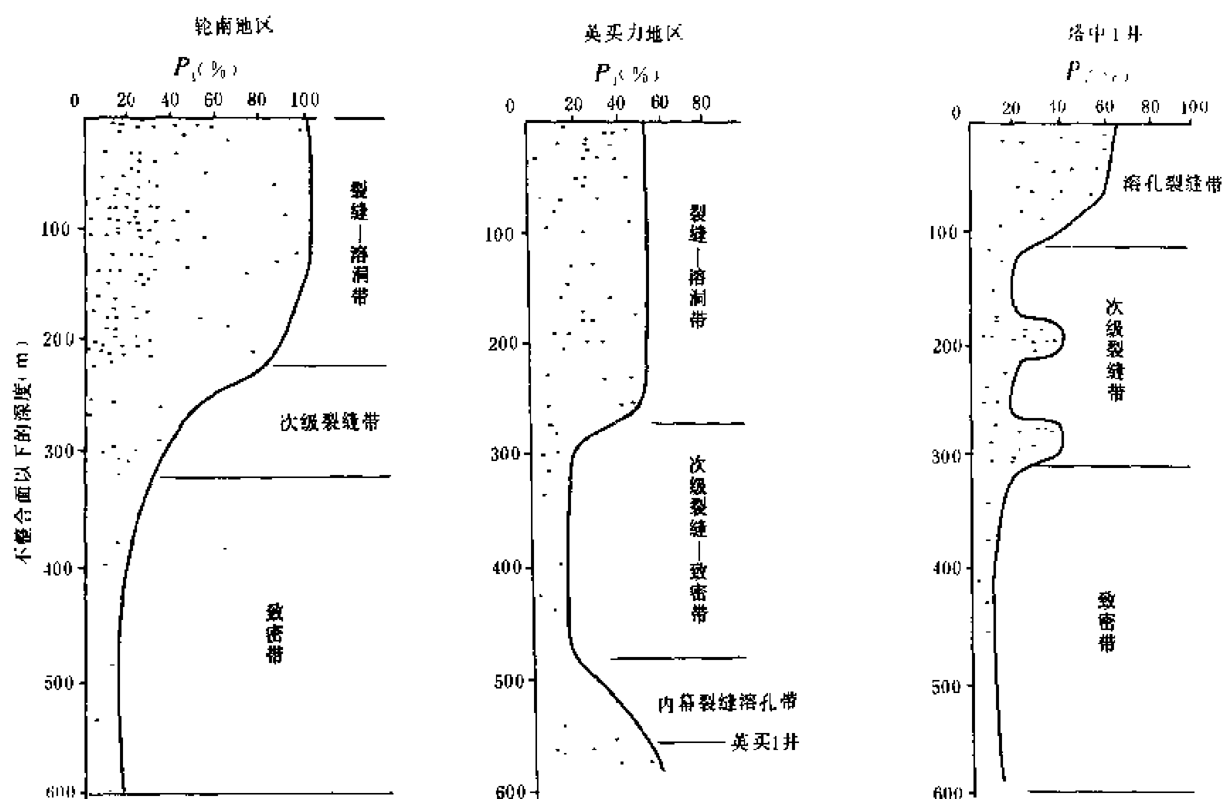


图 6-40 塔里木盆地寒武系、奥陶系储集层测井综合概率曲线(P_1)与深度关系图

(据白玉雷等,1993)

奥陶系除发育了不整合面之下的古构造岩溶型储集层之外,在距不整合更深的地方还发育了所谓的内幕储集层。这类储集层的形成,与古构造岩溶面无内在的联系,它们与不整合面之间往往存在一个或若干个非渗透层。在英买 1 井,三叠系与奥陶系的不整合面之间没有明显的构造岩溶作用,但在中奥陶统 233m 厚的泥岩之下,下奥陶统顶部却发育了一套厚 24m 的裂缝-孔洞型储集层。塔中 1 井在距不整合面 800~1800m 之间及 2500m 以下深度也发育了若干个微裂缝-孔隙型储集层(图 6-42)。

与上述类似的储集层还见于轮南 46 井、轮南 14 井及轮南 16 井的中、下奥陶统的石灰岩中。就目前资料判断,这类内幕型储集层的形成,主要受控于同沉积期或短暂沉积间断期的大气淡水溶蚀和埋藏期间的溶蚀作用。属于大气淡水溶蚀的岩石学证据有:颗粒中的早期海底胶结物遭到溶蚀,岩石的孔洞中存在示底构造和渗流粉砂;溶蚀扩大的孔隙又被铁白云石、铁方解石或沥青、稠油充填。下奥陶统上部的石灰岩主要为裂缝性储集层,且以轮南地区最为常见。裂缝型储集层是非均质的,并且很难衡量其储集性能(表 6-36)。对塔北隆起东段的地层测试资料统计分析结果表明,这些裂缝性储集层的产能与渗透率之间存在正相关趋势(图 6-43),

从图上可看出高产的裂缝型储集层较少。

下奥陶统的白云岩及部分石灰岩所发育的裂缝-孔洞型储集层分布较广，在塔中地区、英买力地区以及沙雅地区都比较发育，轮南地区也偶可遇到。总的看来，白云岩中有效孔洞（中、小孔洞）较石灰岩发育，裂缝以小型或微裂缝为主，但数量较石灰岩多。无论是白云岩或是石灰岩，当钻遇孔洞、裂缝发育段时，钻时下降，钻遇大洞穴时还出现放空和井漏。裂缝、孔洞发育好的层段，往往在测井曲线上也有反映（图 6-44）。

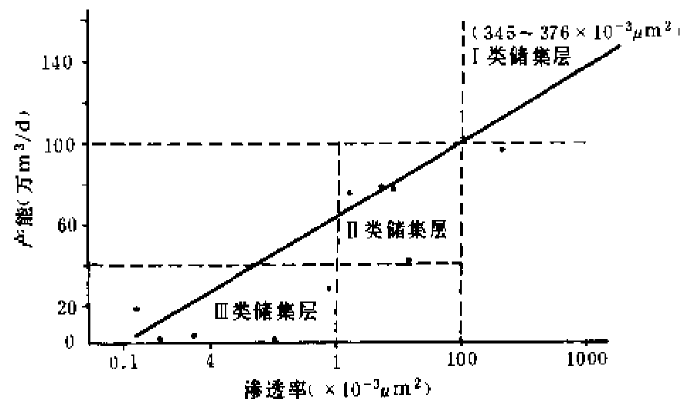


图 6-43 塔里木盆地轮南、桑塔木断垒奥陶系裂缝型储集层渗透率与产能关系图

（据白玉雷等，1993）

全岩心物性分析结果所显示的裂缝-孔洞型储集层的孔隙度、渗透率值都不高（表 6-37）。同裂缝性储集层一样，这种情况只能说明试验室条件下，不可能也没有能力获得大缝、大洞的孔隙度、渗透率数据。

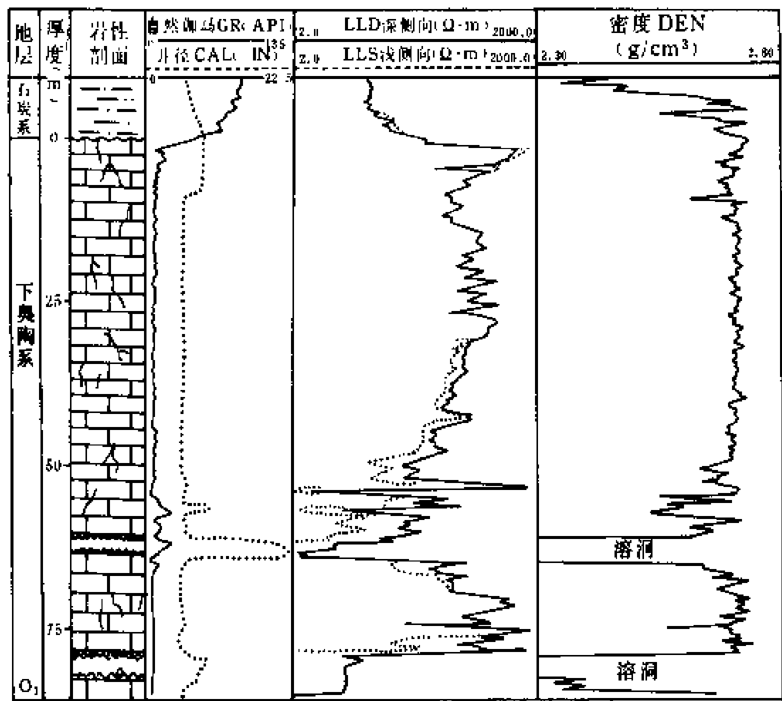


图 6-44 塔里木盆地轮南 8 井奥陶系孔洞-裂缝型储集层测井曲线显示特征图

（据白玉雷等，1993）

5. 风化淋滤体储集层

海相碳酸盐岩风化淋滤体储集层的形成，是与地层抬升—沉降密切联系在一起的。抬升，使之暴露地表，遭受地表环境的物理、化学风化淋滤，产生缝、洞、孔及白云岩化作用，构成岩溶

地貌。尔后沉降，被晚期泥质岩覆盖。岩溶地貌的高部位，形成风化淋滤储集层，也就是一般所谓的“潜山”。

中国以海相碳酸盐岩风化淋滤体为储集层的潜山油气藏分布比较广，其中以任丘中元古界蓟县系雾迷山组潜山油藏规模最大，对风化淋滤储集层研究最深入。现将有关情况简述于后。

(1)地质背景

任丘雾迷山组(Jx*w*)碳酸盐岩风化淋滤体油藏位于冀中饶阳有利生油凹陷北部，西边被任西大断层切割，断距大于1000m，下第三系沙河街组沿断层超覆遮挡；北、东、南三面为潜山顶面下倾，沙河街组泥质岩超覆覆盖。潜山走向N28°E，南北长18km，东西宽4km，含油面积56.9km^2。任西大断层长期生长发育，任丘潜山稳定抬升，沙河街组烃源岩或以断层面与潜山连接，或从潜山缓坡超覆，油源充沛，油气运移条件好。同时潜山长期遭受风化淋滤及构造应力作用，改善了储集条件，造成任丘雾迷山组碳酸盐岩潜山油气藏独特的地质条件。

表6-37　塔里木盆地塔中1井全直径岩心物性数据

井段(m)	岩性	孔隙度(%)	渗透率($\times10^{-3}\mu m^2$)	
			上部	下部
3586.25～3586.48	残余内碎屑白云岩	5.6	10.18	14.83
3692.43～3692.58	溶孔细晶白云岩	3.6	2.54	1.13
3744.97～3745.12	溶孔细晶白云岩	4.8	13.63	7.21

任丘雾迷山组由不同结构的白云岩组成，其中锥状叠层石、核形石及部分凝块石白云岩结构粗，形成于潮下中高能环境；层纹石、波纹状、掌瘤状及砂砾屑白云岩形成于潮间带中低能环境；泥—细粉晶白云岩、含泥(质)白云岩结构细，形成于潮上带低能环境。纵向上泥质白云岩—泥、粉晶白云岩—小波纹(或层纹石)白云岩—砂砾屑白云岩—锥状叠层石白云岩—核形石白云岩等形成小韵律层。每个韵律层厚0.3～4m，一般厚2m，反映海进海退频繁交替。由于岩石结构的纵向变化，造成剖面上好储集层、差储集层、致密层和泥质隔层交互。核形石白云岩、锥状叠层石白云岩为好储集层，约占20%～40%；层纹石白云岩、小波纹状白云岩和掌瘤状叠层石白云岩为差储集层(主要为裂缝含油)，占15%～30%左右；泥—细粉晶白云岩、砂砾屑白云岩结构细，为致密层，占30%，基本不含油；含泥(质)白云岩为油藏中的隔层，占15%。雾迷山组储集层孔隙度3.95%～5.74%，裂缝系统孔隙度0.38%～2.17%，裂缝系统孔隙度约占总孔隙度的15%～40%，有效渗透率平均(500～1500)$\times10^{-3}\mu m^2$，属低孔隙度、高渗透性碳酸盐岩储集层(表6-38)。

从岩心物性分析数据和缝洞统计资料可看出不同岩类储集性能的差异：凝块石、锥状叠层石构造角砾状白云岩，全直径岩心孔隙度大于3.33%，空气渗透率大于60$\times10^{-3}\mu m^2$，缝洞面孔率大于1.73%；层纹石白云岩、泥粉晶白云岩和砂砾屑白云岩孔隙度为1.42%～1.95%，渗透率(29～16.36)$\times10^{-3}\mu m^2$，缝洞面孔率为1.03%～1.12%，较前者明显偏低；而含泥(质)白云岩孔隙度为1.12%，渗透率小于1$\times10^{-3}\mu m^2$，缝洞面孔率为0.53%，储集性能较前者更差，为非储集岩，在油藏中多为隔层(表6-39)。纵向上往往为储集层、差储集层、致密层和泥质夹层成互层状，形成油藏层间非均质性(图6-45)。

表 6-38 冀中坳陷任丘潜山油藏雾迷山组储集层岩类统计表

岩石名称	厚度(m)	占总厚(%)
含泥白云岩	2.47	2.20
砂砾屑白云岩	11.40	10.15
泥一细粉晶白云岩	21.13	18.82
层纹石 波纹状 }白云岩 掌瘤状	17.06	15.20
凝块石白云岩	47.78	42.57
锥状叠层石 核形石 }白云岩	12.43	11.07

表 6-39 冀中坳陷雾迷山组全直径岩心物性及缝洞统计表

岩类	物性		缝洞统计数据			
	孔隙度(%)	渗透率($\times10^{-3}\mu m^2$)	缝线密度(条/m)	有效缝面孔率(%)	有效洞面孔率(%)	总面孔率(%)
含泥白云岩	1.12	<1	3	0.53	0	0.53
砂砾屑白云岩	1.74	29.02	107	0.95	0.12	1.07
泥、粉晶白云岩	1.95	23.68	129	1.04	0.08	1.12
层纹石白云岩	1.42	16.36	96	0.95	0.08	1.03
凝块石白云岩	3.56	60.10	96	1.12	0.82	1.94
锥状叠层石白云岩	3.33	141.40	60	0.85	1.88	1.73
构造角砾岩	5.11	999.90	111	1.72	3.86	5.58

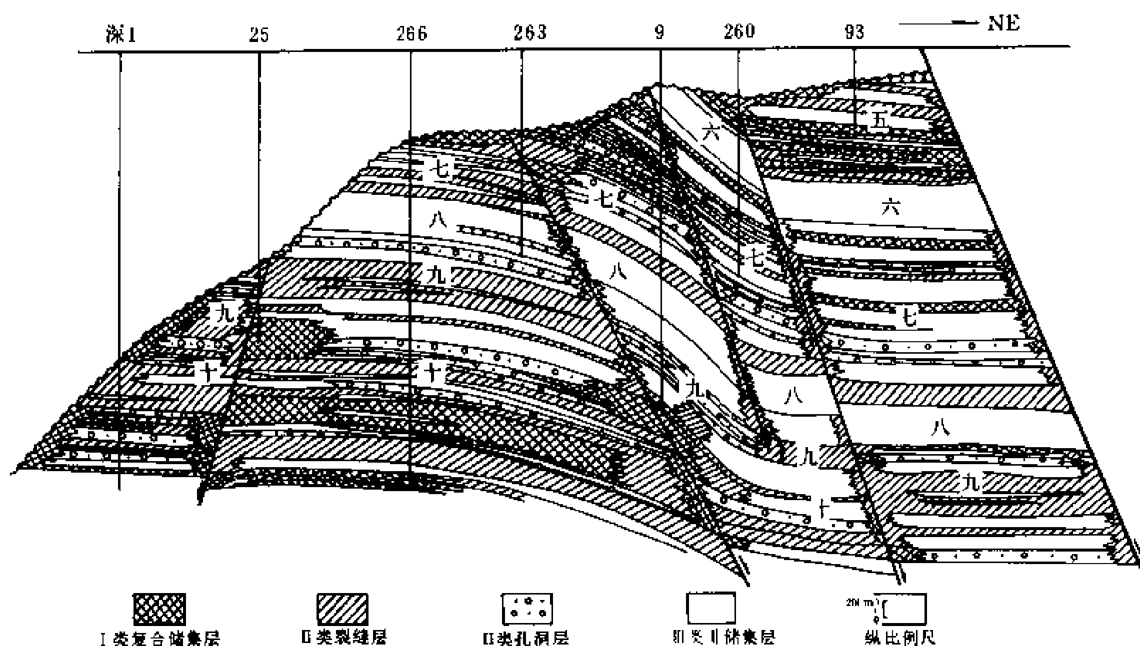


图 6-45 渤海湾盆地任丘油田任 9 井断块中元古界雾迷山组(Jxw)缝洞发育示意图

(2)构造缝、构造溶蚀缝发育情况

根据任28井395块岩心统计，共有构造缝和构造溶缝3858条，平均每块有裂缝9.8条，裂缝线密度为10～705条/m，裂缝随构造位置变化，组系变化较大，最主要的裂缝有四组，其中以N30°－55°E、N290°－310°W走向的最多，其次为近EW和N330°－320°W，裂缝面陡，一般裂缝倾角大于70°。

在统计的裂缝中，半充填和未充填缝占63%，全充填缝占37%，80%以上的裂缝有效宽度小于0.3mm，96%的裂缝宽度小于1mm。裂缝延伸长度相差很大，多数仅几厘米至几十厘米，个别大缝可延伸几米至几十米。纵向上以层内缝为主，约占65%，穿层缝仅占35%。穿层缝为高级次的大缝，其裂缝张开宽度大，延伸也较长。从任28井取心资料中还能看出：在同一种岩性、相同厚度、相同构造部位，裂缝在上部发育，向下裂缝减少。

任丘雾迷山组储集层缝、洞、孔均很发育，而储集层非均质性又十分严重。纵向上储集层非均质性受层位控制，不同结构构造的岩石裂缝、溶洞、溶孔发育程度不同，表生期的风化淋滤作用强度不同。平面上受褶曲断裂等构造作用控制，岩石性质是决定缝、洞、孔发育程度的内在因素。

任丘油田储集层风化淋滤带、顺层溶蚀带、水平溶蚀带、断裂裂隙带和泥质隔层、致密层等组合成的一个复杂储集体，既有沉积作用，又有风化淋滤作用、构造作用等地质作用的控制。

四、级别的划分

储集层级别划分，是储集层研究的重要内容之一。碳酸盐岩储集层具有复合型的储集空间，也是非均质的储集体，其储集层级别的划分，需要更多的参数，存在很多困难。在中国目前尚无统一标准，现将国内主要成果叙述于后。

1.四川盆地

四川盆地已有较长研究历史。根据地面调查、岩心观测、实验室鉴定、试采、开发等方面所获的大量资料，对各类储集空间级别划分如下：

(1)孔隙

以其直径大小分为3级：粗孔为2～0.1mm，细孔为0.1～0.01mm，微孔小于0.01mm。

(2)喉道

按其宽度分为4级：大喉大于2μm，中喉2～0.5μm，小喉0.5～0.04μm，微喉小于0.04μm。

(3)裂缝

据宽度分为5级：巨裂缝大于100mm，大裂缝10～100mm，中裂缝1～10mm，小裂缝0.1～1mm，微裂缝小于0.1mm。

(4)洞穴

依其直径分为4级：巨洞大于100cm，大洞10～100cm，中洞5～10cm，小洞0.2～5cm。

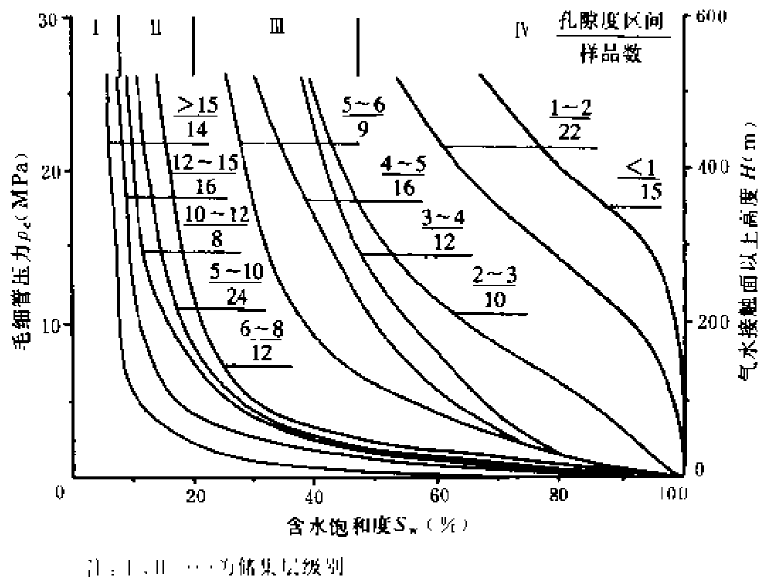
根据各类不同性质的137块岩心样品的测定数据，及其毛细管压力曲线特征，将四川盆地碳酸盐岩储集层划分为4个级别(表6－40，图6－46)：Ⅰ级为好的孔隙性储集层，在四川盆地只见于礁型砂糖状白云岩和下三叠统嘉陵江组鲕白云岩中。这类储集层在没有裂缝或裂缝发育程度很差的条件下，仅靠岩块的孔隙和喉道系统，既可储集又可产出工业气流。Ⅱ、Ⅲ级储集层为裂缝-孔隙性储集层。其中Ⅱ级为较好储集层，虽仅依靠孔隙不能产出工业气流，但当有自然裂缝或人工裂缝配合时，则可成为工业产层。Ⅲ级为中等储集层，有一定的孔隙度，但渗透能力很低，因有效最小高度较高(33～400m)而储集较难，若气藏高度很小，则该类储集层无效，

表 6-40　四川碳酸盐岩储集层分类表

（据孔金祥资料，1981）

储集层类型	孔隙结构类型	中值喉道宽度 r_{50} (μm)	绝对渗透率 ($\times10^{-3}\mu m^2$) 界限	绝对渗透率 ($\times10^{-3}\mu m^2$) 范围	孔隙度 (%) 界限	孔隙度 (%) 范围	排驱压力 (MPa)	分选系数 (平均值)	有效最小高度 (m)	单产系数 ($\frac{万m^3}{m \cdot d}$)	单储系数 ($\frac{亿m^3}{km^2 \cdot m}$)	评价	孔隙类型及岩石类型	沉积相带	沉积后生作用	样品层位	样品块数
Ⅰ	粗孔大喉型	>2	>10	65～10	>12	30.8～12.25	<0.15	2.51	<8	>1.00	0.53	好的孔隙型储集层，即孔隙具有工业性储渗能力	粒间孔，亮晶鲕粒白云岩	潮下鲕滩	溶蚀及白云岩化	T_1j_1	6
													溶孔，粉晶藻屑白云岩	潮间下带	溶蚀及白云岩化	$T_1j_2^2$	
Ⅱ	粗孔中喉型或细孔中喉型	2～0.5	10～0.25	5.32～0.26	12～6	17.38～6	<0.7	2.28	8～33	1.00～0.026	0.23	较好的储集层，易储易采，是四川重要工业性储集层	晶间溶孔，粉晶白云岩	潮上带	同生溶蚀	T_1j_5	24
													溶孔，泥晶砂屑白云岩	潮间上带	溶蚀	C_2	
													粒间孔，亮晶团块砂白云岩	潮下砂滩	压实，充填	T_2l	
													粒间孔，亮晶鲕粒白云岩	潮下鲕滩	半充填	T_1j_1	
													窗孔，泥晶藻云岩	潮间下带	少许粘结	T_2l_1	
													溶孔，粉晶藻屑白云岩	潮间下带	半充填	$T_1j_1^2$	
Ⅲ	粗孔小喉型或细孔小喉型	0.5～0.04	0.25～0.002	0.17～0.004	6～2	19.29～2	<0.16～8.0	1.81	33～400	0.026～0.0004	0.14	中等储集层，储集能力中等，渗滤能力差，为攻关挖潜的对象	晶间孔，粉晶白云岩	潮上带	白云岩化	T_1f	56
													粒内溶孔，亮晶鲕粒灰岩	潮下鲕滩	溶蚀，胶结	T_1j	
													溶孔，亮晶凝块白云岩	潮下浅滩	溶蚀，充填	Z	
													粒间孔，亮晶砂屑白云岩	潮下砂滩	压实，充填	T_1j	
													窗孔，藻粘结凝块白云岩	潮间下带	粘结较多	$T_1j_1^2$	
													晶间溶孔，粉晶白云岩	潮间上带	溶蚀充填	T_1j_5	
													溶孔，粉晶白云岩	潮上带	溶蚀充填	C_2	
Ⅳ	微孔微喉型	<0.04	<0.002	0.00225～0.00005	<2	8.02～0.3	3.0～21.5	0.99	>400	<0.0004	0.03	差的储集层，是储渗能力很差的致密岩	石灰岩微晶间隙：生物屑泥晶灰岩	潮下带	压实	P_1^3	1
													石灰岩微晶间隙：亮晶红藻灰岩	生物滩	全胶结	P_1^1	
													白云岩微晶间隙：亮晶砂屑白云岩	潮下砂滩	全胶结	T_2l_1	
													白云岩微晶间隙：细粉晶白云岩	潮上带	压实	$T_1j_1^4$	
													含泥微晶间隙：泥晶含泥质灰岩	潮下带	压实	T_1j_1	
													含泥微晶间隙：泥晶含泥质灰云岩	潮间上带	压实	T_1j_2	

必须有裂缝发育时，才能成为工业性储集层。Ⅳ级储集层是孔隙度和渗透率都很低、毛细管压力很大的致密岩类，在气藏内属隔层，一般属于非工业性储集层。



注：Ⅰ、Ⅱ……为储集层级别

图 6-46　四川盆地不同级别碳酸盐岩储集层的毛细管压力曲线

(据孔金祥，1981)

2. 冀中地区

冀中地区的碳酸盐岩储集层，主要为中、上元古界和奥陶系。层系中的白云岩既有裂缝，又发育有孔隙，而石灰岩则以裂缝和缝洞为主。内径大于 2mm 的孔隙空间称洞，小于 2mm 的孔隙空间称孔，长宽比大于 10 者称缝。喉道直径大于 0.1mm，渗流速度快；喉道直径为0.1mm 至 0.2μm，渗流速度较慢；喉道小于 0.2μm 很难流动。

依据储集层的物性、含油性及电性特征，尤其是渗流特点，将中元古界雾迷山组储集层分为Ⅰ类(好储集岩)、Ⅱ类(差储集岩)、Ⅲ类(非储集岩)。其划分标准见图 6-47、表 6-41。

表 6-41　冀中坳陷雾迷山组储集岩与非储集岩主要特征表

类别	主要岩石类型	大岩心物性		压汞			含油岩心显示		自然伽马(μR/h)	渗流能力
		孔隙度(%)	渗透率($\times10^{-3}\mu m^2$)	p_{50}(MPa)	S_{Hg}(%)	主要孔隙结构类型	荧光	油显示级别		
Ⅰ类	锥状叠层石白云岩 凝块石白云岩 微层状凝块石白云岩等	≥3	≥1	≤4.0	≥80	短宽喉道或裂缝型	好	含油 油斑	≤1.6	高渗透
Ⅱ类	层纹石白云岩 小波纹叠层石白云岩 砂砾屑白云岩 泥粉晶白云岩	>2	≥1	<10.0	≥50	网格状喉道或微裂缝	中差或无	油斑 油迹	1.6~3	低渗透
Ⅲ类	硅质、含硅质白云岩 硅质岩 泥晶白云岩 泥质(含泥)白云岩	<2	<1	>10.0	<50	弯曲细长喉道或无喉道连通	差或无	油迹 或无	<3 >3	不渗透

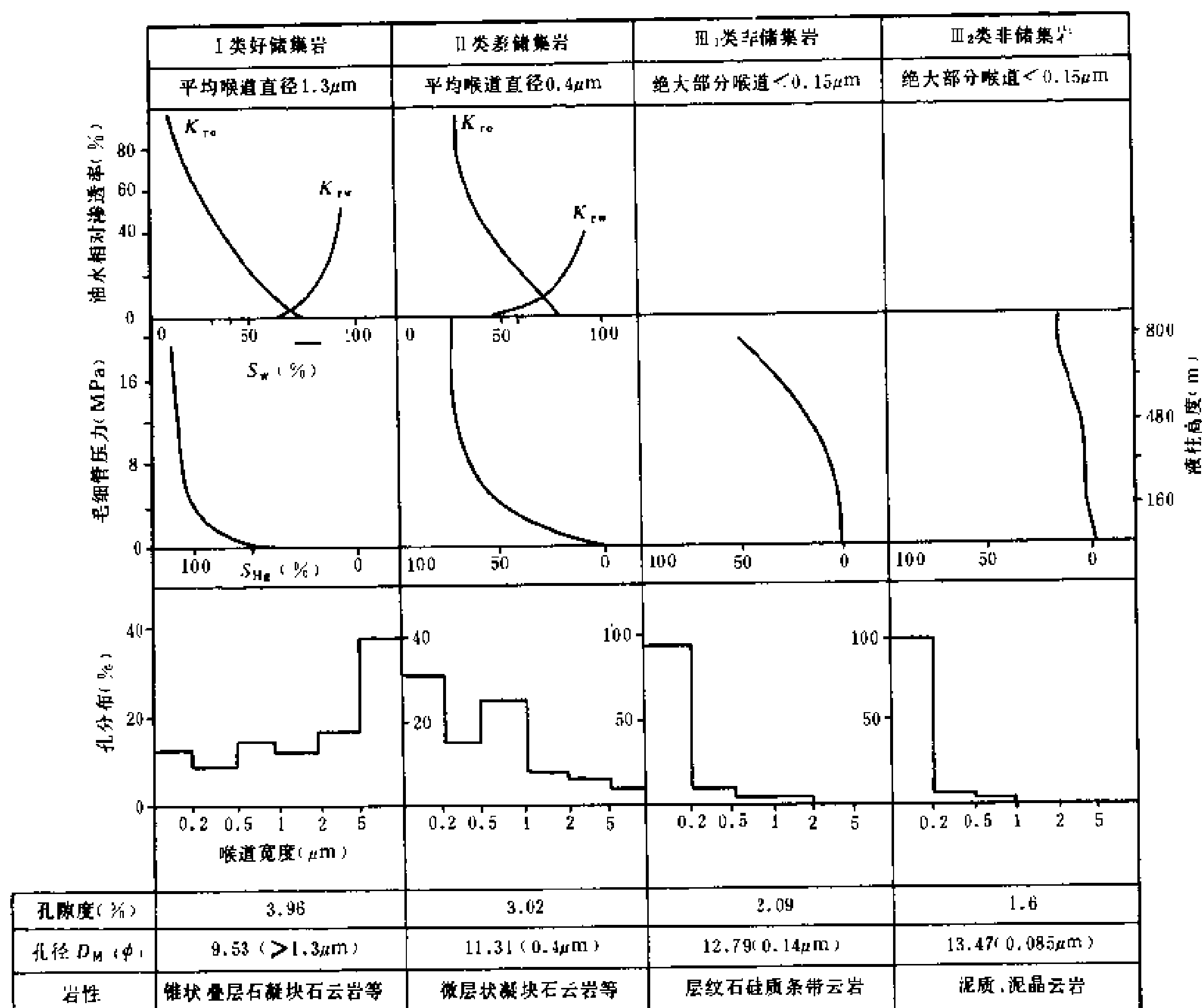


图 6-47 渤海湾盆地任丘油田雾迷山组(Jxw)储集层分类图

K_{ro}、K_{rw}—油相与水相相对渗透率；S_w—含水饱和度；D_M—喉道直径平均值

(据华北石油管理局勘探开发研究院，1989)

冀中地区的奥陶系包括有两种岩性，一种是潮上白云岩，一种是开阔海的石灰岩。白云岩的岩心资料表明，其孔隙度小于3%者，基质孔隙全不含油；大于3%者，有70%以上含油，故将奥陶系白云岩有效储集层的孔隙度下限值暂定为3%。奥陶系的石灰岩以泥晶结构为主，基质孔隙很不发育，其平均孔隙度只有0.97%，基质均不含油，其储集空间主要为裂缝和溶洞。

根据油井酸化前分层试油结果，日产量大于5t的为储集层，小于5t的为非储集层。相应地用其测井资料，绘制出奥陶系石灰岩类和白云岩类划分储集层的图版，并确定了冀中地区奥陶系储集层的划分标准(表6-42)。

表 6-42 冀中地区奥陶系储集层划分标准

岩性	类别		自然伽马 (μR/h)	中子伽马① (条件单位)	深侧向电阻率 (Ω·m)	声波时差	井径曲线
石灰岩	储集层		≤3	≤4.6	<1000 呈密梳状	大于骨架值或跳跃	大于钻头直径
	非储集层	Ⅲ$_1$	≤3	>4.6	高值夹状	近于或等于骨架值	近似钻头直径
		Ⅲ$_2$	>3	低值	低值	高值	近似钻头直径
白云岩	储集层		≤3	≤3.8	<1000 呈密梳状	大于骨架值或跳跃	大于钻头直径
	非储集层	Ⅲ$_1$	≤3	>3.8	高值块状	近于或等于骨架值	近似钻头直径
		Ⅲ$_2$	>3	低值	低值	高值	近似钻头直径

①井眼为 6in(1in=2.54cm)。

3. 塔里木盆地奥陶系储集层

目前已取得的资料表明:白云岩类的储集空间,属孔洞一裂缝型;石灰岩类的储集空间,属裂缝型。孔洞一裂缝型白云岩储集层的全岩心分析结果为,孔隙度的变化范围在 3.6%~5.6%之间,平均为 4.6%;渗透率的变化范围为(1.13~14.83)×$10^{-3}$$\mu m^2$。对其级别,未作进一步划分。对于裂缝性储集层,单靠地质描述、地面和岩心观察统计,或实验室分析,难以作出确切的评价。因为岩心的空间是有限的,根本代表不了裂缝性储集体的全貌。针对此种情况,采用了测井资料与岩心观察、测试成果相结合的综合概率法,并参考双侧向测井计算的裂缝发育程度,对奥陶系裂缝型石灰岩储集层作了评价(表 6-43)。

表 6-43 塔里木盆地奥陶系裂缝型石灰岩储集层评价标准

(据白玉雷等,1992)

测井综合概率值(%)	双侧向测井裂缝发育程度(%)	储集层级别	产量	裂缝发育特征
>50	>35	Ⅰ类	可获高产	高角度缝、网状缝为主
25~50	20~35	Ⅱ类	中等产能(10~100m^3/d)	高角度缝、斜交缝为主
10~25	10~20	Ⅲ类	酸化后可能具有产能	斜交缝、低角度缝为主
<10	<10	非储集层		裂缝不发育

表 6-43 所列的标准及分级,通过轮南地区 11 口井 26 层测试验证,符合率达 92%,说明这一评价标准和级别的划分方案是可行的。

4. 鄂尔多斯盆地及珠江口盆地碳酸盐岩储集层的分级

鄂尔多斯盆地随着奥陶系风化壳型天然气田的发现,对奥陶系储集岩的研究不断深入。近年来利用成岩作用、储集层物性、测井等项资料,提出了储集层级别的划分方案。储集层物性分为 4 级:Ⅰ级为好储集层,岩性为中一细晶针孔白云岩;Ⅱ级为较好储集层,岩性为细粉晶溶孔、针孔白云岩;Ⅲ级为差储集层,岩性为泥粉晶一细粉晶白云岩、角砾状泥粉晶白云岩;Ⅳ级为极差储集层,岩性为泥粉晶白云岩和角砾状泥粉晶白云岩。据 1992 年最新研究成果,对奥陶系储集层的分级见表 6-44。

因的孔、缝隙。二者往往难于区别。

(4)化学淋溶成因

由淋滤(溶蚀)作用产生的孔、缝隙。地表水、地层水、大气降水的直接冲刷和渗流作用,与岩石、矿物发生了强烈的反应,不仅使部分岩石或矿物(包括次生矿物)发生溶解和水解,而且存在岩石或矿物与水溶液发生交代反应的现象,其部分被溶解、水解物质成分被带走,在原部位则形成各种形态的储集空间。

化学淋溶成因储集空间,多是各种不同作用产生的复合型孔、缝隙。一些结晶成因、构造成因、物理风化成因产生的各种孔、缝隙,及一些后生蚀变、易溶的抗力差的岩石或矿物,均是促使化学淋溶成因孔、缝隙发育的良好基础。

2. 储集体分带

在表生风化和构造应力双重作用下,储集空间表现出极大的不均一性。纵向上一般可以划分 3 个带。

(1)风化破碎带

位于岩体上部,发育状况不一,厚度可以从几米到几百米。此带为物理风化、构造破碎复合作用而成的一个连续的岩石破碎带。该带化学淋溶作用相当强烈,岩石破碎严重,局部层位破碎颗粒泥化,或粒间含有较多的泥质充填物。岩石较疏松,储集空间发育,但不均一。泥质含量多的部位及碎屑颗粒细小的部位储集空间不发育,被碳酸盐等矿物充填的缝隙较多。常见到的储集空间类型为物理风化、构造成因的碎裂缝隙和破碎粒间孔隙,化学淋溶成因的孔隙也极其发育。

(2)裂隙发育带

位于风化破碎带的下部,由于构造作用使岩石发生破碎和产生裂隙。并受断层破碎带和构造部位的控制。其发育程度除和构造强烈程度及所处构造位置有关外,还和岩石类型关系密切。以长英质刚性矿物为主的岩石,破碎程度强,该带裂隙发育。而暗色矿物较多的岩石,则破碎程度弱,发育程度次之。碎裂部位在剖面上是不连续的,表现出多处破碎部位组合的特征。不同破碎部位厚度不一。储集空间主要为构造成因的微破碎条带缝隙、碎裂缝隙和破碎粒间孔隙,以及化学淋溶成因的缝隙。

(3)致密带

位于岩体下部,岩石未发生破碎或局部极轻微破碎,构造成因的储集空间不发育,化学淋溶作用不明显。

以上三个带中,前两带为储集层,后者为非储集层。

3. 储集层特性

变质岩储集层储集空间虽然以构造成因的裂隙和风化破碎淋溶的孔隙为主,但由于岩石性脆,裂缝密度大,组系多,微裂缝发育,各种规模裂缝相互连通,仍可形成较高的储集能力和渗流能力。以太古代结晶变质岩为储集层的王庄油田、东胜堡油田都获得多口日产原油千吨以上的高产井。

王庄油田位于济阳坳陷东营凹陷北缘陈家庄凸起西南角的二台阶上,储集层属太古界泰山群变质岩,主要由片麻岩和变粒岩基体及长英质伟晶岩脉体组成。先后钻成了 4 口日产千吨的油井,主要为裂隙储油。岩心中可见裂缝非常发育,具两组高角度裂缝和一组斜交缝,局部裂缝密度达 2 条/mm,缝宽 100μm 左右,大者可达 1mm。部分裂缝可见溶蚀扩大现象。岩心中偶见溶洞,洞径 10～20mm,沿断层较为发育。有少量孔隙微孔,由两部分组成:一是 造岩矿物如

长石等淋滤溶蚀后产生的微孔；另一种是充填裂缝的次生矿物，如铁方解石、铁白云石和粘土矿物间的微孔隙。总的来说，孔隙在储集空间中不起主要作用。岩心样品测得孔隙度为1.4%～2.8%，最高可达11.0%；空气渗透率为(1.78～7.72)×$10^{-3}\mu m^2$。测井解释孔隙度可达10%。干扰试井求得有效渗透率大于600×$10^{-3}\mu m^2$，生产动态表明高产区井间连通很好。

东胜堡油田储集层为太古界混合花岗岩，同样以裂缝为主要储集空间。另有少量溶孔和晶间孔，有效孔隙度达3.9%，有效渗透率140×$10^{-3}\mu m^2$，高产区井间连通很好。底部注水取得了较好的开发效果。

4. 影响储集性能的条件

变质岩储集层多位于基岩上的凸起部位。该部位风化淋滤溶蚀作用强烈，而且经历时间长。变质岩体内部不同岩类性质的变化影响着储集性能。岩石脆性越大，破裂程度越大，裂缝越发育，储集性能就越好。如王庄油田变质岩储集层中，混合岩化的长英质伟晶岩脉裂缝发育程度高于基体。东胜堡油田混合岩储集层中，浅粒岩、均质混合岩、条痕状混合岩及暗色矿物少的混合花岗岩为高渗透性储集层，而角闪质岩石、变粒岩类等则为低渗透性储集层。不同造岩矿物因溶蚀性的差异，对储集性能的贡献也有所不同。长石溶蚀孔缝最发育，黑云母、角闪石等暗色矿物次之，石英则最差。

二、火山岩储集层

已发现的火山岩储集层以中一基性熔岩为主，也包括部分次火山岩。这类储集层在许多含油气盆地中分布。东从渤海湾盆地，西至准噶尔盆地，南从广东三水盆地，经江苏盆地，北至二连盆地，均有分布。例如：黄骅坳陷风化店和王官屯油田的中新生界次火山岩—火山岩，准噶尔盆地克拉玛依油田的石炭系玄武岩，苏北闵桥地区下第三系玄武岩，济阳坳陷滨南和昌潍等地区的下第三系玄武岩—安山岩，辽河坳陷热-于-黄、大平房、荣兴屯和油燕沟等地的中、新生界玄武岩—安山岩，渤海海域的锦州20-2构造和石臼坨428构造中生界玄武岩—安山岩，内蒙古二连盆地阿北油田的中生界安山岩等。

1. 储集空间

储集空间主要有孔隙和裂缝两类：①原生孔、缝，这是在岩石形成过程中产生的；②次生孔、缝，是成岩后，在表生风化作用和埋藏过程中，受地表水、地层水的溶蚀，产生了次生孔隙并改造了原生孔隙，以及后期构造作用产生的构造裂缝(表6-47)。

表6-47 中国火山岩储集空间类型和特征

分类		储集空间类型	特征
原生孔缝	原生孔隙	原生气孔	喷出地表的熔浆，未能及时逸出气体，待熔岩形成后，形成了原生气孔。气孔的形状有圆形、椭圆形、葫芦形、哑铃形及不规则形态。大小不等，数量不一，分布不均
		晶间孔	包含斑晶间孔和基质微晶间孔。斑晶间孔形态常为多角形，而基质微晶间孔常为三角形和长形孔
		杏仁体内孔	组成杏仁体矿物之间的孔隙。其形态多为长形多角孔或周边见棱角状不规则形态
	原生裂缝	冷缩节理	熔岩形成时，由于热力散失，熔体收缩产生张应力，使岩体破裂产生冷缩节理。如珍珠岩中的珍珠状裂开或球弧状节理
		隐爆裂缝	火山岩中斑晶，因岩浆自身的内压力突然减小而爆裂形成的裂纹和自碎斑。裂纹不规则

续表

分类			储集空间类型	特征
次生孔缝	溶蚀孔隙		斑晶溶蚀孔	火山熔岩中常见有长石、橄榄石、辉石、黑云母、角闪石等矿物斑晶，它们被溶蚀产生次生孔隙。次生孔隙的边缘多为圆滑形态
			基质溶蚀孔	火山熔岩基质常由微晶长石和玻璃质组成。玻璃质经脱玻后易变成绿泥石和硅质物，绿泥石被溶蚀产生孔隙。孔隙边缘圆滑
			杏仁体溶蚀孔	杏仁体由多种矿物充填，其中方解石、玻璃质、绿泥石被溶蚀产生溶蚀孔，溶蚀部位不定，形态不规则，多数为孔洞
	次生裂缝	构造裂缝	构造溶蚀缝	岩石受构造应力作用后，产生一些裂缝，有空缝和已充填死缝。后经溶蚀，空缝增大为有效储集空间，死缝充填物溶掉后也可变为有效储集空间
		成岩裂缝		
		风化裂缝		

储集层中孔隙与裂隙的连通，是形成有价值储集层的重要条件，而构造裂隙的发育程度是决定储集层性质优劣的关键。

据二连盆地阿北油田安山岩储集层统计，1911 个气孔，孔径大者 27.5mm，小者0.5mm，平均孔径 1.3mm；全充填约 1/3，半充填约 2/3，其中见含油显示的气孔仅 134 个，占总数 7%，凡是未与裂缝连通的孤立气孔均不含油。而统计 107 条裂缝，其中 67 条为半充填的有效缝，占 62.6%。缝宽最大 1mm，最小 0.1mm，平均 0.21mm；有效缝中有 57 条（占 85%）含油，占绝对优势，表明裂缝在这类火山岩储集层中起着主导作用。

2. 岩相特征

火山每一喷发期形成一套火山碎屑岩和熔岩。平面上相带可分爆发相、喷溢相和火山—沉积相（图 6-48）。喷溢相的熔岩流层，纵向上又可形成不同岩性组成的韵律层，其储集层建造各有特点。玄武岩流自下而上分为：底部玻璃质壳；下部气孔玄武岩，层状缝发育；中部致密块状玄武岩；上部气孔玄武岩；顶部压碎角砾岩。例如二连盆地阿北油田安山岩储集层的一个韵律层，测井曲线显示了一次喷溢事件的内部岩性变化（图 6-49）。各类岩性的储集层物性参数见表 6-48。

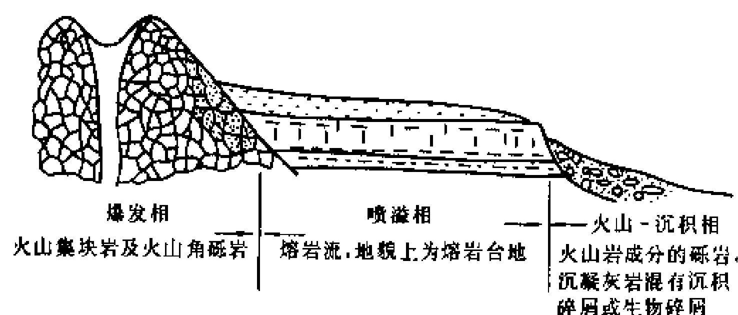


图 6-48　火山岩相剖面分布示意图

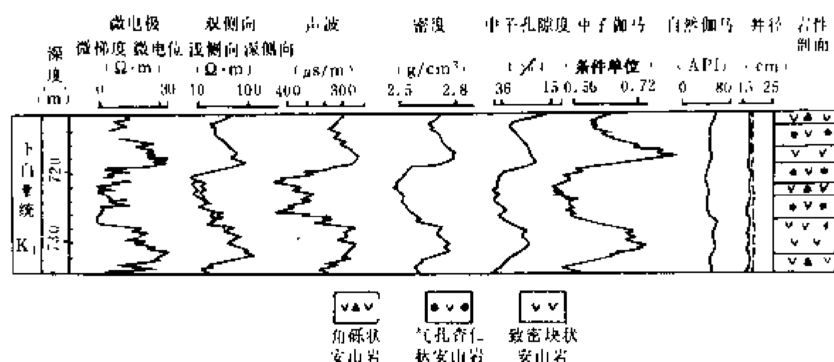


图 6-49 二连盆地阿北油田阿 100 井安山岩测井曲线特征图

表 6-48 二连盆地阿 100 井各岩类物性数据表

岩类	孔隙度 (%)	渗透率 ($\times10^{-3}\mu m^2$)	岩样数 (块)
含生物屑安山质角砾岩	10.5	1.086	3
自碎角砾安山岩	18	3.849	28
气孔、杏仁安山岩	19	2.428	56
致密块状安山岩	7	2.033	31

3. 储集层物性

如前所述，储集空间主要由孔隙和裂缝两者组成。原生孔隙和次生孔隙都可发育，然而火山岩孔隙与一般碎屑岩粒间孔有极大的差别，即孔隙本身在原生条件下基本处于孤立状态，其有效性依赖裂缝的沟通。储集能力的大小并不取决于孔隙本身的发育程度，而取决于裂缝或后期改造沟通的有效孔隙的多少，因此物性可以变化很大。

例如黄骅坳陷风化店油田中生界次火山岩储集体，原生孔隙空间较发育，加上后期构造活动形成的裂隙也很发育，有效孔隙度可高达 22.2%，渗透率高达 $181\times10^{-3}\mu m^2$（水平）和 $998\times10^{-3}\mu m^2$（垂直）。又如，二连盆地阿北油田安山岩储集层，以发育微裂缝为主，因此其物性相对较低（表 6-48）。再如，二连盆地哈南油田古生界凝灰岩基岩油藏，其基性凝灰岩孔洞不发育，肉眼统计面孔率为零，有效缝面孔率为 0.86%，显然不是好储集层。但是，中性凝灰岩孔洞发育，面孔率为 1.0%，有效缝面孔率为 0.67%。孔、洞、缝配合较好。岩心分析渗透率为$(6.4\sim49.3)\times10^{-3}\mu m^2$。以中性凝灰岩为主要储集层的一些井，日产油量可超过 100t。

参考文献

王少昌等．1987．陕甘宁盆地上古生界泥质岩封盖能力研究．石油学报，8(2)

王行信．1985．松辽盆地粘土矿物脱水曲线特征及其在找油中的意义．石油勘探与开发，12(2)

王行信等．1980．松辽盆地白垩系泥岩粘土矿物成岩演变规律与油气分布的关系．石油学报，1(增刊)

王振彪等．1991．大港枣园油田冲积扇储层研究．石油勘探与开发，18(4)：86～92

石国平．1982．松辽盆地南部扶余—乾安地区泉四段沉积晚期三角洲环境的探讨．石油勘探与开发，9(1)

安作相等．1961．中国储油岩的特征．见：石油科学研究院地质勘探报告集(一)．北京：石油工业出版社

吕正谋．1985．山东东营凹陷下第三系砂岩次生孔隙研究．沉积学报，3(2)

吕延防等．1993．松辽盆地朝长地区青山口组天然气盖层封闭特征及封闭有效性研究．石油勘探与开发，20(1)

四川油气区石油地质志编写组．1989．中国石油地质志(卷十)：四川油气区．北京：石油工业出版社

刘安林．1986．江汉盐湖盆地下第三系潜江组沉积环境及其与油气的关系．石油勘探与开发，13(3)

刘敬奎．1983．砾岩储层结构模态及储层评价探讨．石油勘探与开发，10(2)

刘岭山．1987．川东鄂西地区上二叠统长兴组生物礁的形成条件．天然气工业，7(2)

刘世安等．1992．鄂尔多斯盆地中、东部奥陶系风化壳气藏区域性遮挡带形成中的古水文地质作用．石油勘探与开发，19(2)

刘孟慧等．1984．渤海湾地区下第三系湖底扇的沉积特征．华东石油学院学报，(4)

朱夏，徐旺主编．1990．中国中新生代沉积盆地．北京：石油工业出版社

朱国华．1985．陕北浊沸石次生孔隙砂体的形成与油气关系．石油学报，6(1)

应凤祥．1989．混层粘土矿物演化特征及其意义．钻井液与完井液，6(2)

杜韫华．1982．一种次生的片钠铝石．地质科学，(4)

李传宇等．1989．珠江口盆地第三纪沉积特征．见：含油气盆地沉积相与油气分布．北京：石油工业出版社

苏显烈，薛培华．1990．试论盐湖盆地的盐岩沉积特征．石油勘探与开发，17(4)

吴应林等．1989．上扬子地台早、中三叠世岩相古地理及沉积矿产的环境控制．重庆：重庆出版社

吴崇筠．1986．湖盆砂体类型．沉积学报，4(4)

吴崇筠等．1992．中国含油气盆地沉积学．北京：石油工业出版社

吴崇筠．1983．构造湖盆三角洲与油气分布．沉积学报，1(1)：5～26

张纪易．1985．粗碎屑洪积扇的某些沉积特征和微相划分．沉积学报，3(3)：75～85

张万选，张厚福主编．1981．石油地质学．北京：石油工业出版社

张林生，薛叔浩等．1989．含油气盆地沉积相与油气分布．北京：石油工业出版社

杨志琼等．1989．利用红外光谱剖析干酪根三类主要原子团的演化．石油与天然气地质，10(1)

杨家福．1988．碎屑岩沉积相研究在油田开发上的应用(胜坨油田沙二段剖析)．见：碎屑岩沉积相研究．北京：石油工业出版社．296～306

陈劲人等．1981．建南气田长兴组生物礁气藏的勘探实践．石油勘探与开发，8(2)

林昌荣．1990．牛庄油田沙三段砂体成因类型及其形成机理探讨．石油勘探与开发，17(1)：39～46

林西生，应凤祥等．1990．X射线衍射分析技术及其地质应用．北京：石油工业出版社

周自立，吕正谋．1987．山东胜利油田第三系碎屑岩的埋藏成岩作用与储层评价．地球科学——武汉地质学院学报，12(3)

郑瑞林．1989．陕甘宁盆地煤系地层中石英砂岩成岩作用及其孔隙演化．石油勘探与开发，16(6)

郑浚茂，庞明．1989．碎屑储集岩的成岩作用研究．武汉：中国地质大学出版社

赵澄林等．1988．东濮凹陷下第三系沙三段的重力流沉积．见：碎屑岩沉积相研究．北京：石油工业出版社．136～147

赵澄林等．1991．渤海湾早第三纪断陷盆地含油气岩系沉积学及沉积相的基本特征．石油学报，12(2)：28～32

徐志川等．1992．南方古代碳酸盐岩孔隙演化与有机质演化和构造演化配置的组合类型．石油勘探与开发，19(2)

戚厚发等．1986．东濮凹陷天然气富集因素及聚集模式．石油勘探与开发，13(4)：1～10

童晓光等．1989．区域盖层在油气聚集中的作用．石油勘探与开发，16(4)：1～8

覃建雄等．1993．鄂尔多斯盆地东部下奥陶统碳酸盐岩成岩后生变化及孔隙演化．石油勘探与开发，20(3)

裘亦楠等．1980．松辽陆相湖盆河流—三角洲各种沉积砂体的油水运动特点．石油学报，1(增刊)：73～94

裘亦楠等．1982．湖盆三角洲分类的探讨．石油勘探与开发，9(1)：1～11

裘亦楠等．1988．我国河道砂体储层沉积特征和非均质模式．见：碎屑岩沉积相研究．北京：石油工业出版社．216～244

朗斯塔夫 F J．1985．粘土矿物和资源地质学．邢顺洤等译．哈尔滨：黑龙江科学技术出版社

戴贤忠等．1991．济阳坳陷第三系天然气藏盖层评价及其形成机理．石油学报，12(2)：1～9

Bathurst R G C. 1971. Carbonate sediments and their diagenesis(中译本). 北京：科学出版社

Chilingar G V, Bisell H J, Fairbrige R W. 1969. Carbonate rocks (Developments in sedimentology 9a, 9b)(中译本). 北京：石油工业出版社

Choquette P W, Pray L C. 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates：AAPG Bull, 54

Dunnoyer de Segonzac G. 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and lower grade metamorphism. A review. Sedimentology 15. 281～396

Hartkamp—Bakker C A. 1990. Permeability patterns in Tertiary point bar deposits: Loranca Basin Central Spain, Abstracts, 13th IAS, 213

Jackson R Susan et al. 1991. Applicability of outcrop data for characterizing reservoirs and deriving grid—block scale values for numerical simulation. 3rd International Reservoir Characterization Technical Conference. DOE/NIPER

Longman M W. 1980. Carbonate diagenesis texture from near surface diagenetic enviroments. AAPG Bull, 64

Mclimans R K. Videlich P E. 1989. Diagenesis and burial history of great Oolite

Limestone. Southern England. AAPG Bull, 73

Reeckman Anne, Friedman G M. 1981. Exploration for carbonate petroleum reservoirs (中译本). 北京:石油工业出版社

Rieke H H, Chilingar G V. 1974. Compaction of argillaceous sediments

Reynolds R C, Hower J. 1970. The nature of interlayering in mixed - layer illite - montmorillonite. Clay and Clay mineratls, 18

Schmidt V, McDonald D A. 1979. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. SEPM Special Publication. (26): 209～225

Schmidt V, McDonaled D A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. SEPM. Special Publication. (26): 175～2078

Surdam R C et al. 1989. Organic - Inorganic interactions and sandstone diagenesis. AAPG Bull, 73(1):1～23

Schneiderman Nahum, Harris Paul M. 1985. Carbonate cements, SEPM Special Publication, No. 36. Aragonite cements and their occurence in ancient limestone. 33～53

Schneiderman Nahum, Harris Paul M. 1985. Carbonate cements, SEPM Special Publication, No. 36. The problem of submarine cement in classifing reefrock: An experience in frustration. 117～120

Schneiderman Nahum, Harris Paul M. 1985. Carbonate cements, SEPM Special Publication, No. 36. Carbonate cementation, A brief review. 79～90

Schneiderman Nahum, Harris Paul M. 1985. Carbonate cements, SEPM Special Publication, No. 36. Burial diagenesis: out of sight, out of mind! ;in carbonate cements. 309～330

Taylor J C M. 1977. Sandstones as reservoir rocks. Developments in Petroleum Geology 1. 147～196

Tillman R W et al. 1987. Reservoir sedimentology. SEPM Special Publication. (40)

廊坊一固安凹陷沙四段(E_2s_4)泥岩挤出水氯含量为410mg/l,而现今地层水的氯含量为11379mg/l,表明浓度增加了26.7倍。松辽盆地白垩系沉积时,湖水氯含量估计小于500mg/l,而地层水氯含量一般达5000mg/l,表明浓度至少增加了10倍。

在地下水浓缩过程中,随着水化学浓度的不断增加,溶解度小的盐类相继沉淀析出,首先是碳酸钙、镁,然后是硫酸钙、镁,再次是硫酸钠、硫酸镁等盐类,最后依次是氯化钠、氯化镁和氯化钙。由于固体化合物的析出,地层水化学成分发生了质的变化。

在重力场作用下,地层水中的离子,按其密度不同(阴离子的离子密度从大到小依次是Cl^-,SO_4^{2-},HCO_3^-;阳离子依次是Mg^{2+},Ca^{2+},Na^+)进行分异,密度小的向上,密度大的向下,使密度大的离子在地层剖面下部富集。

地层水化学成分浓缩的结果,可能打破原来沉积水与接触岩石间建立的化学平衡,引起离子交换作用,使水性也发生了质的变化。浓缩作用与离子交换作用组成地层水的“正向演化”过程。

地层水的浓缩作用和离子交换作用的程度取决于所接触岩石的性质(可溶性盐类含量多少)、地下温度、压力,以及浓缩作用和离子交换作用所持续的时间等。

在一定条件下,浓缩作用仅单纯地引起地层水矿化度升高,并不打破地层水与岩石间离子平衡,离子交换作用不明显,形成较高矿化度的Na_2SO_4,$NaHCO_3$,$MgCl_2$型水。在另一种情况下,浓缩作用伴随有离子交换作用,使水型发生变化,形成较高矿化度的$CaCl_2$型水。如酒西盆地下第三系地层水,原始沉积水不可能为$CaCl_2$型水,只有经过离子交换作用才能形成现今较高矿化度的$CaCl_2$型水。

3. 成岩后的改造作用

古今渗入水的影响,使沉积水或地层水淡化,形成地层水的“逆向演化”。古渗入水的影响表现在沉积间断及剥蚀期间。例如济阳坳陷内,无论是沙四段(E_2s_4)还是沙三段(E_2s_3)地层水的矿化度和水型,南北迥然不同(表7-1)。主要是北部在沙四段沉积末和沙三段沉积末发生两次较大规模的地层剥蚀(沾化凹陷多数地区缺失沙二段),遭受古渗入水影响所致。

表7-1 济阳坳陷沙四段—孔店组($E_2s_4-E_{1-2}k$)油田水化学特征表

项目	坳陷南部		坳陷北部	
	东营凹陷	惠民凹陷	沾化凹陷	车镇凹陷
矿化度(mg/l)	40000~100000	40000~80000	15000~30000	10000左右
水型	$CaCl_2$	$CaCl_2$	$NaHCO_3$	$NaHCO_3$

现代渗入水主要影响剖面上部的地层和通过露头与地表连通的地层。冀中坳陷上第三系明化镇组为一套细粉砂岩、砂岩及泥岩,与上覆第四系之间无明显隔层存在,水化学特征与第四系潜水类似。多数水样矿化度小于1000mg/l,为$NaHCO_3$型,$HCO_3^- \cdot Cl^- - Na^+$水类;氢、氧同位素含量也与当地雨水和第四系平原组潜水相近,显然是现代渗入水影响的结果。冀中坳陷潜山含水岩系既受古渗入水影响,也通过露头与现代渗入水发生水力联系。

实际上不少地层水既经历了正向演化,也经历了逆向演化,有的还反复经历过多次,才演化成现今面貌。如冀中坳陷潜山含水岩系,至少经历过三次正向演化和三次逆向演化,才形成目前的水化学组分。在三次逆向演化中,形成了三种不同时代的岩溶水,即早古生代岩溶水、中生代岩溶水和第三纪—现代岩溶水。

4. 其他影响因素

断裂活动使多层地下水连通，导致两种或多种地层水混合而使水性发生变化。黄骅坳陷上第三系地层水矿化度较低，一般为1500～5000mg/l，但在断层附近却明显升高。例如北大港构造带的港西地区，上第三系地层水矿化度升至7500mg/l以上，形成局部异常。这和港西主断层长期活动，引起深层(含奥陶系石灰岩潜山及下第三系)高矿化度地层水上窜影响有关。类似实例在冀中、济阳等坳陷中均可见到。

相邻地层水间由于离子浓度差，高浓度离子向低浓度方向扩散，使相邻地层水化学成分趋于一致或相近。

压实作用促使压实程度较大的泥质地层中的挤出水，不断向压实程度较小的储集层中运移。进入储集层的这部分挤出水，无疑会对原来储集层中的地层水化学特征产生影响。据计算，济阳坳陷下第三系沙河街组一至三段中的泥岩挤出水量，在沙三段油气成熟前达7145.8km^3，在其成熟后为962.5km^3(杨绪充，1986)。无疑，后者对油气初次运移意义较大。但对改变储集层水的化学特征来讲，两者均很重要。这种情况在鄂尔多斯盆地表现得很明显。该盆地下侏罗统延安组(含富县组)为一套河流－湖泊相沉积，上下层位原始沉积水介质浓度应大致相似。然而，目前延安组下部的延9、10层水化学特征与其下的延长组(T_3y)极其相似，而矿化度明显高于其上的延8及更浅地层，水型也相应发生了变化(表7－2)。显然，延9、10层水化学特征的改变与压实作用及延长组挤出$CaCl_2$型高矿化度水的补给有关。延安组不具备生油条件，油来自下部延长组。这又从另一角度证实了这种补给关系。

表7－2　鄂尔多斯盆地延安组(J_1y)与延长组(T_3y)水化学特征对比表

层位			矿化度(mg/l)	水型
下侏罗统	延安组(J_1y)(马岭地区)	延8层及以上	20000～60000	Na_2SO_4,$NaHCO_3$
		延9,10层	60000～120000	$CaCl_2$
上三叠统	延长组(T_3y)		70000～125000	$CaCl_2$

幔源水沿深大断裂上升，可使地温场升高以及溶解和蒸发作用加强，导致地层水矿化度升高，并可能伴随离子交换作用。同时，幔源水也可能直接给地层水添加某些化学成分。

油气藏本身对与其接触的地层水演化也产生一定影响。实际上所有含油气盆地的油气田水中均含有一定的烃类和有关的有机化合物。

例如，松辽盆地油田水中溶有环烷酸、苯和甲苯以及少量甲烷、重烃气体，其中脂肪酸含量较多，酚较少。平面上，各种有机组分的变化规律类同，均以三肇和古龙凹陷为中心向四周递减，显然受有机质和油气藏影响。

二、含油气区地层水化学性质

从上面分析可知，地层水化学成分形成的主要因素是沉积水的原始化学成分，浓缩和离子交换作用以及古今渗入水的淡化作用。下面按地层水化学成分形成的上述主要因素，分类叙述中国地层水的化学性质。

1. 区域上水化学成分的分布特征

在中国含油气区地层剖面上有两大套含油气层系，下面的是海相为主的含油气层系，上面为中、新生代陆相为主的含油气层系。

(1)海相为主的含油气层系地层水化学性质

中国海相地层广泛分布，但由于钻探程度低，地层水资料零星。资料较多的有塔里木盆地、四川盆地、冀中坳陷、济阳坳陷及滇黔桂地区。

海相地层水：按其演化特征可划分出正向演化为主的地层水和反向演化为主的地层水。

1)正向演化为主的地层水：按其原始沉积水化学成分又可分为以下两种。

①正常海相沉积水形成的地层水。

正常现代海洋水的矿化度为33000～38000mg/l，属$MgCl_2$型。正向演化结果，矿化度必然升高并出现$CaCl_2$型水。如四川盆地下三叠统飞仙关组(T_1f)和二叠系长兴组(P_2ch)、阳新组(P_1y)为开阔台地相沉积，沉积水原始矿化度估计大体接近现代海水，而地层水矿化度为38700～76000mg/l，全为$CaCl_2$型(表7-3)。又如塔里木盆地寒武—奥陶系为广海碳酸盐岩沉积，由于地下封闭条件好，埋深大，正向演化作用时间长，形成矿化度高达120000～208000mg/l的$CaCl_2$型水(表7-3)。

表7-3 正向演化为主的海相地层水化学性质表

盆地	层位	离子(百分当量)						rNa/rCl	矿化度(mg/l)	水型(苏林)	离子分类(舒卡列夫)	原始沉积水类型
		Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-					
四川	T_2l	78～82	2.6～4	14～18.5	99.0～99.2	0.16～0.37	0.07～0.51	0.68～0.83	195000～293000	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$	咸化泻湖
四川	T_1j	80～92	2～7	5～16	96.0～99.3	0.2～3	0.2～1.2	0.8～0.93	42000～272000	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$	咸化泻湖
四川	T_1f	84～88	2～3	9.0～10.2	97～99	0.4～1.3	0.18～1.7	0.85～0.92	38700～63700	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$	正常海
四川	P_2^2	92～95	1～1.5	3～4.3	97.0～98.3	0.02～2	0.4～1.7	0.87～0.92	39200～63240	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$	正常海
四川	P_1^{2+3}	87～96	0.5～3.7	3.0～11.5	96.5～99.3	0.01～0.9	0.6～3	0.90～0.96	21500～76000	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$	正常海
塔里木	O	80～91	0.9～2	8～19	96.0～99.8	0.7～4	0.2～0.7	0.75～0.84	164000～210000	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$	正常海
塔里木	∈	78～89	1.1～3.3	10～18	98.0～99.2	0.4～1.2	0.2～0.7	0.79～0.91	120000～208000	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$	正常海

②咸化泻湖沉积水形成的地层水。

代表性的例子如四川盆地中三叠统雷口坡组和下三叠统嘉陵江组含水层，其矿化度分别为195000～293000mg/l和42000～272000mg/l，与该两组地层沉积时的原始矿化度差不多(接近沉积时石盐沉淀的水介质浓度)。差别仅在于原始沉积水可能为$MgCl_2$型，而地层水为$CaCl_2$型(表7-3)。

2)反向演化为主的地层水：不管是正常海沉积水或淡化、咸化海沉积水，其反向演化结果，矿化度必然降低，rNa/rCl升高，出现$MgCl_2$，$NaHCO_3$，Na_2SO_4型水。如冀中坳陷中、上元古界至奥陶系为广海碳酸盐沉积，原始沉积水应为正常海水。由于受坳陷西部山区供水区补给淡的地表水影响，且东部泄水区也有东部渗入淡水的混合，使得潜山地下水总体上表现为反向演化为主。地层水矿化度自西部沿太行山、燕山山前带向东、向南，由小于1000mg/l逐渐增至34819mg/l(图7-1)，rNa/rCl相应由大于2降至0.92。在这一方向上，依次出现Na_2SO_4，$NaHCO_3$和浅变质的$MgCl_2$，$CaCl_2$型水，或依次出现$HCO_3^- - Ca^{2+} \cdot Mg^{2+} \rightarrow Cl^- \cdot HCO_3^- - Na^+ \rightarrow Cl^- - Na^+$类水(表7-4)。

表 7-4 反向演化为主的海相地层水化学性质

盆地	油田（地区）	层位	离子（百分当量）						rNa/rCl	矿化度（mg/l）	水型（苏林）	离子分类（舒卡列夫）
			Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-				
冀中	任丘	Jx	94.56	1.6	3.5	80.1		18.9	1.13	4197	$NaHCO_3$	$Cl^- - Na^+$
	文安	O	85.11	3.7	11.2	85.5	9.3	5.2	0.99	8100	$MgCl_2$	
	深泽	O	90.35	1.1	8.5	98.5	0.6	0.9	0.92	15365	$CaCl_2$	
	河西务	∈	92.77	1.0	6.2	98.1	0.5	1.4	0.95	34819	$CaCl_2$	
	虎西	Pt	95.41	1.1	3.5	94.4	1.5	4.2	1.01	33704	Na_2SO_4	

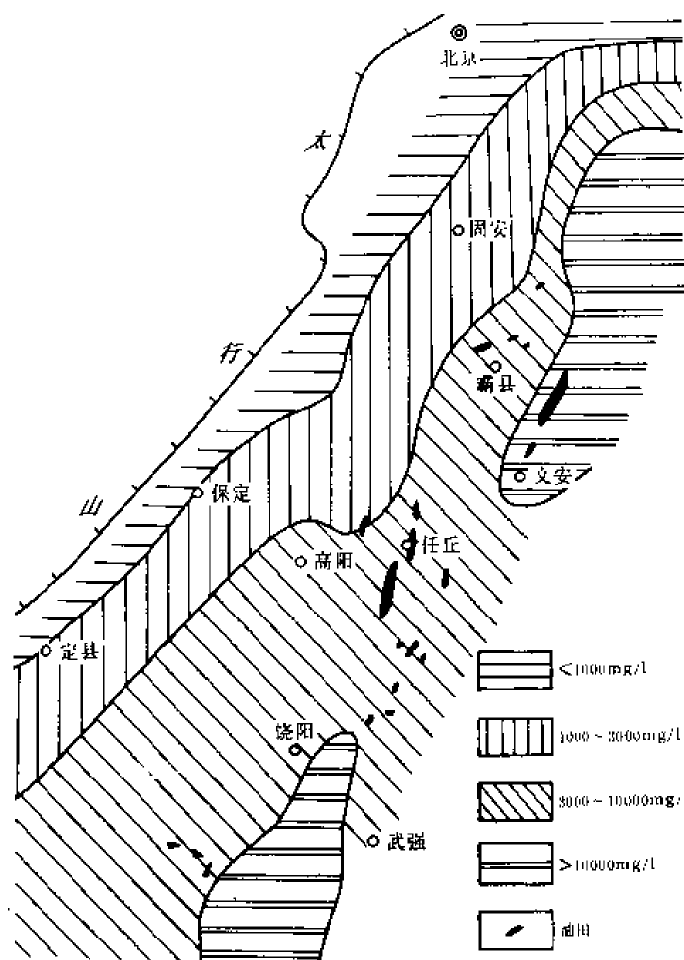


图 7-1 冀中坳陷潜山（海相）地层水矿化度分区图

济阳坳陷古生代海相地层水矿化度多数地区仅为正常海水浓度的1/3～1/2，即10000～20000mg/l，在潜山高部位（凸起上），如陈家庄、义和庄凸起的高部位，地层水矿化度小于10000mg/l，低潜山地下水矿化度一般大于20000mg/l，如平南低潜山、阳信低潜山等。在同一潜山上，随潜山埋深增大，矿化度升高，最高可大于100000mg/l，其低矿化水为$NaHCO_3$，$MgCl_2$型，高矿化水为$CaCl_2$型。滇黔桂地区的古生代海相地层，由于褶皱、断裂和强烈抬升剥蚀，地层水也以逆向演化为主。从已经取得地下水资料的地区来看，矿化度大大低于正常海水浓度，仅为1000～5000mg/l，水型为$NaHCO_3$，$MgCl_2$和Na_2SO_4型。

（2）中、新生代陆相地层水化学性质

在中国大多数含油气盆地内，陆相地层水化学成分的成因主要为正向演化的结果，地层水化学性质往往继承原始沉积水的化学成分浓缩、演化形成。

1）中生界地层水：三叠纪陆相地层水主要在中国北方的准噶尔、吐-哈、塔里木和鄂尔多斯等盆地分布。中、下侏罗统地层水在中国西北区广泛分布。白垩系地层水主要在松辽盆地、二连盆地被揭露。这些地层均为淡水－微咸水相沉积，正向演化结果，地层水矿化度都比原始沉积水升高。而水型的变化则主要取决于演化过程中的离子交换程度。在一些盆地（如松辽、二连盆地的白垩系，准噶尔、鄂尔多斯盆地的侏罗系），由于离子交换作用较弱，水性仍保持中等矿化度的$NaHCO_3$型，仅局部出现$CaCl_2$型水。在另一些盆地（如鄂尔多斯盆地三叠系，二连盆

续表

盆地（坳陷）		离子（百分当量）						rNa/rCl	矿化度 (mg/l)	水型（苏林）	离子分类（舒卡列夫）
		Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-				
黄骅(南部)		55～99.7	0～1.5	0.3～4.2	90～99.3	0～5	0.3～6.3	0.6～1.1	20000～50000	$CaCl_2$	$Cl^-—Na^+$ $Cl^-—Na^+\cdot Ca^{2+}$
冀中(南部)		89～99.4	0.3～2.8	0.3～10	72～99.4	0～3.5	0.5～7	0.6～0.94	34000～68700	$CaCl_2$	$Cl^-—Na^+$
东濮	北	78.06～85.42	11.9～20.0	2.0～2.7	95.3～99.4	0.5～1.5	0.05～0.1	0.6～0.86	150000～374700	$CaCl_2$	$Cl^-—Na^+$ $Cl^-—Na^+\cdot Ca^{2+}$
	南	18～86	1.1～3.0	12～19	99～99.9	0.04～0.2	0.06～0.3	0.7～0.9	80000～173000	$CaCl_2$	$Cl^-—Na^+$
济阳		79～86	0.1～6	2.8～18	79～99	0～29	0.2～18	0.77～1.2	60000～150000	$CaCl_2$ $NaHCO_3$	$Cl^-—Na^+$ $Cl^-\cdot HCO_3^-—Na^+$
江汉		99～99.7	0.05～0.3	0.3～0.7	95.3～98.8	1.1～4.3	0.2～0.5	1±	329433～339689		$Cl^-—Na^+$
柴达木(西部)		80～99.7	0.2～5	0.3～17	87～99.9	0.02～12	0.08～1.1	0.8～0.94	150000～335000	$CaCl_2$	$Cl^-—Na^+$
泌阳		96～99.8	0.1～1.9	0.1～3	5～72.3	7.7～70	3～90.7	1.1～20	2500～22450	$NaHCO_3$	$HCO_3^-\cdot SO_4^{2-}—Na^+$ $Cl^-\cdot SO_4^{2-}—Na^+$ $Cl^-—Na^+$
苏北		94～98	0.4～4	0.3～6	66～99	0～30	0.07～26	0.72～1.09		$NaHCO_3$ $CaCl_2$	$Cl^-—Na^+$
准噶尔(独山子)									41500	$CaCl_2$	
三水		42.6	11.0	46.4	89.0	10	10	0.48	13044	$CaCl_2$	$Cl^-\cdot Ca^{2+}—Na^+$
百色									1887～7757	$NaHCO_3$	$HCO_3^-—Na^+$
东海		89.1～99.8	0.04～5.2	0.2～5.8	63.0～95.7	2.8～12.2	1.6～24.5	0.98～1.81	9123～39332	$NaHCO_3$ $CaCl_2$	$Cl^-\cdot HCO_3^-—Na^+$ $Cl^-—Na^+$
珠江口		67.9～98.7	0.2～28.2	0.1～6.3	87.6～95.7	2.8～12.0	0.4～2.3	0.93～1.07	1216～170859	$NaHCO_3$ Na_2SO_4 $MgCl_2$ $CaCl_2$	$Cl^-—Na^+$
北部湾		88～99.7	0.1～2.7	0.2～4.6	72.4～95.5	2.1～19.7	1.7～7.9	1.05～1.56	7019～268567	$NaHCO_3$	$Cl^-—Na^+$ $Cl^-\cdot SO_4^{2-}—Na^+$
莺-琼		96.7～99.6	0.2～1.5	0.3～2.6	41.8～97.7	2.4～17.7	0.3～40.6	1.0～1.14	25286～196777	Na_2SO_4 $NaHCO_3$	$Cl^-—Na^+$

中国北方的大民屯凹陷、辽河坳陷、黄骅、冀中坳陷北部，位于当时的潮湿气候带，原始沉积水属淡水一微咸水。浓缩结果，一般形成中矿化度的 $NaHCO_3$ 型地层水，矿化度最高不超过34000mg/l。而中国其他广大地区（包括黄骅、冀中坳陷南部、东濮凹陷、济阳坳陷、柴达木盆地、塔里木盆地、准噶尔盆地、江汉盆地，一直到南方的百色盆地、三水盆地和南海海域），主要属干旱区，地层剖面上出现石膏、岩盐。地层水矿化度大体保持原始沉积水的矿化度，仅盆地边缘及浅部淡化。在大部分盆地内部，如济阳坳陷、东濮凹陷、柴达木盆地、塔里木盆地等，地层水已演化为高矿化度的 $CaCl_2$ 型水。小部分盆地，如江汉盆地的潜江凹陷，地层水不断有 NaCl，$CaSO_4$ 补给，rNa/rCl 始终保持在1左右。在这种情况下，苏林的水型划分已失去意义，rNa/rCl 的稍许变化，即引起水型的很大变化，出现混杂水型；因此，应把这类地层水划分为一种特殊的 NaCl 型水。

中国东部此时期潮湿带与干旱带的分界线大体在冀中和黄骅坳陷内。在冀中坳陷，大体以武邑、束鹿、晋县一线为界，以北下第三系主要为冲（洪）积、河流、淡水一微咸水湖相沉积，以南出现盐湖、泻湖相沉积。地层水矿化度总体上也是北低、南高。北部一般低于10000mg/l，仅凹陷带增至10000～34000mg/l，水型主要为 $NaHCO_3$ 型，凹陷带出现 $CaCl_2$ 型；而南部的盐湖相分布区，地层水一般为较高矿化度的 $CaCl_2$ 型水。在黄骅坳陷，中、北部的歧口、板桥、南堡凹

陷，普遍为低矿化度的 $NaHCO_3$ 型水（矿化度为 2500～25000mg/l）；在坳陷南部孔店凸起以南，因干旱的沉积环境和较高的原始沉积水矿化度，地层水矿化度一般为 20000～50000 mg/l，主要为 $CaCl_2$ 型。

在干旱带东部的苏北盆地，由于滨海，古气候相对潮湿，地层水矿化也相对较低，主要为 $NaHCO_3$ 型，局部出现 $CaCl_2$ 型。

引起特别兴趣的是，在上述干旱带内，在整体高矿化度水背景上，出现了泌阳凹陷下第三系中低矿化度 $NaHCO_3$ 型水。泌阳凹陷下第三系核三段（$E_{2-3}h_3$）下部为暗色泥岩、白云质泥岩及泥质白云岩，向上白云岩逐渐增多，并出现星点状天然碱，说明沉积时湖水的咸化过程。核二段是湖水最浓缩时期，主要沉积了暗色泥岩、白云岩夹薄层天然碱。核一段时期，湖水再次淡化。因此，泌阳凹陷下第三系沉积时，特别是核二段沉积时，曾经历过苏打湖的水介质条件，然而现今地层水矿化度不高，凹陷区也仅 4000～29000mg/l，全为 $NaHCO_3$ 型，仅在局部地区（云1井）保存有矿化度达 145400mg/l 的 $NaHCO_3$ 型水。这说明，地层水既有继承原始沉积水的一方面，同时总体上属于反向演化为主的演化过程。

3）上第三系地层水：中国上第三系沉积时的原始沉积水介质条件相对下第三系有淡化的趋势。干旱气候带范围有所缩小，主要分布在柴达木盆地西部、塔里木盆地及准噶尔盆地南部，地层水为高矿化 $CaCl_2$ 型水（表 7－7）。中国东部地区，上第三系主要为砂、泥岩地层，埋藏较浅，砂岩压实程度低，物性好，地层水受地表水的影响大。这些因素综合作用结果，总体上矿化度比下第三系低，并主要为 $NaHCO_3$ 型，$HCO_3^- \cdot Cl^- - Na^+$ 水类，仅在局部或大断裂附近受下第三系地层水影响，矿化度显著增高，水型亦相应发生变化。在南海海域，上第三系主要为海相地层，地层水性质与现代海水相近。

表 7－7　中国上第三系地层水化学性质

盆地（坳陷）	离子（百分当量）						rNa/rCl	矿化度（mg/l）	水型（苏林）	离子分类（舒卡列夫）
	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-				
塔里木	76～88	2～8	10～16	98～99.6	0.4～2.2	0.02～0.4	0.8～0.99	90000～233000	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$
柴达木（西部）	60～98	0.7～21	0.5～21	94～99.9	0～5	0.07～1.2	0.6～0.99	35100～322500	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$
酒西	46～91	3～14	6～40	92.0～99.8	0.1～7.7	0～2.4	0.70～0.94	14620～76500	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$
准噶尔南缘	—	—	—	—	—	—	0.97	297756	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$
黄骅	92～99	0.7～6.7	0.4～4.6	26～96	0～9	5.8～74	1.01～3.8	1300～6200	$NaHCO_3$	$Cl^- \cdot HCO_3^- - Na^+$ $Cl^- - Na^+$
冀中	73～99.8	0.05～7	0.2～20	20～79	0～47	20～75	1.34～3.3	690～2610	$NaHCO_3$	$Cl^- \cdot HCO_3^- - Na^+$
济阳	22～95	1.3～50	3～33	5～98	0～46	1.4～49	0.65～17	1500～20000	$CaCl_2$ $NaHCO_3$	$Cl^- - Na^+$
珠江口	90.1	2.9	7.0	99.7	0.3	0.02	0.9	31841	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$
北部湾	91.3	0.5	8.2	93.4	4.4	2.2	0.98	36913	$MgCl_2$	$Cl^- - Na^+$
莺－琼	98.1	0.3	1.6	82.1	6.6	2.3	1.19	28722	$NaHCO_3$	$Cl^- - Na^+$

2. 含油气区水化学成分的变化特征

（1）在纵向上的变化规律

在中国含油气盆地地层剖面上，大多数情况下，随埋深加大，时代从新到老，地层水矿化度

增加，rNa/rCl 降低，水型一般由 $Na_2SO_4 \rightarrow NaHCO_3 \rightarrow MgCl_2 \rightarrow CaCl_2$ 型，水类由 $HCO_3^- - Na^+ \rightarrow HCO_3^- \cdot Cl^- - Na^+ \rightarrow Cl^- \cdot HCO_3^- - Na^+ \rightarrow Cl^- - Na^+$。如黄骅坳陷，自上第三系明化镇组($N_{1-2}m$)至下第三系孔店组($E_{1-2}k$)，地层水矿化度由 1300～6000mg/l 有规律地增至 21800～43000mg/l，水型由 $NaHCO_3$ 型变为 $CaCl_2$ 型，水类由 $HCO_3^- \cdot Cl^- - Na^+$ 变为 $Cl^- - Na^+$，$Cl^- - Na^+ \cdot Ca^{2+}$ 类(表 7－8)。

表 7－8 黄骅坳陷第三系地层水化学成分纵向变化表

层位	$\frac{rNa}{rCl}$	矿化度 (mg/l)	水型 (苏林)	离子分类 (舒卡列夫)
$N_{1+2}m$	1.01～3.8	1300～6000	$NaHCO_3$	$Cl^- \cdot HCO_3^- - Na^+$；$HCO_3^- \cdot Cl^- - Na^+$
N_1g	1.03～2.6	2400～6200	$NaHCO_3$	$Cl^- \cdot HCO_3^- - Na^+$；$Cl^- - Na^+$
$E_{3}s_1^{上}$	1.03～5.6	2300～21300	$NaHCO_3$	$Cl^- \cdot HCO_3^- - Na^+$
$E_{3}s_1^{下}$	1.03～3.8	7500～27000	$NaHCO_3$	$Cl^- - Na^+$
$E_{2-3}s_2$	1.04～5.92	11400～36000	$NaHCO_3$	$Cl^- \cdot HCO_3^- - Na^+$
$E_{1-2}k$	0.5～1.1	21800～43000	$CaCl_2$ $NaHCO_3$	$Cl^- - Na^+$；$Cl^- - Na^+ \cdot Ca^{2+}$

辽河坳陷地层水矿化度在纵向上，自上而下逐渐升高，即层位老、埋藏深时，矿化度则高，层位新、埋藏浅，矿化度则低；但层位虽老，埋藏浅时，矿化度也低。埋藏浅于 2000m 时，矿化度一般小于 3000mg/l；2000～3000m 时，矿化度为 3000～7000mg/l；埋藏超过 3000m 时，矿化度一般大于 7000mg/l 至 8000mg/l。

又如珠江口盆地第三系地层水纵向上随深度增加(由 2075～2080m 增至 3126～3127m 时)，层位由珠江组(N_1z)经珠海组(E_3z)至恩平组($E_{2-3}e$)，矿化度由 32307mg/l 升至 82350mg/l，rNa/rCl 值由 1.2 降至 0.9，水型由 Na_2SO_4 变为 $CaCl_2$ 型(表 7－9)。

表 7－9 珠江口盆地第三系水化学特征纵向变化

井号	深度 (m)	层位	矿化度 (mg/l)	$\frac{rNa}{rCl}$	水型	离子分类
HZ33－1－1	2075～2080	N_1z	32307	1.2	Na_2SO_4	$Cl^- - Na^+$
HZ33－1－1	2086～2092	N_1z	33008	1.19	Na_2SO_4	$Cl^- - Na^+$
HZ33－1－1	2166.5～2167	N_1z	46737	1.09	Na_2SO_4	$Cl^- - Na^+$
HZ33－1－1	2172～2188	E_3z	53224	1.16	Na_2SO_4	$Cl^- - Na^+$
HZ33－1－1	2317～2323	E_3z	50635	1.15	Na_2SO_4	$Cl^- - Na^+$
HZ18－1－1	3127～3136	$E_{2-3}e$	82350	0.9	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$
LF13－2－1	2881	$E_{2-3}e$	105520	0.96	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$
LF14－2－1	2379	$E_{2-3}e$	93100	0.9	$CaCl_2$	$Cl^- - Na^+$

在松辽盆地也有类似情况，自上而下，黑帝庙油层(K_2n_{3-4})水矿化度平均 4800mg/l，萨尔图油层($K_2y_{2-3}-K_2n_1$)平均 6776mg/l，葡萄花(K_2y)、高台子油层(K_2q_{2-3})一般为 6000～8000mg/l(表 7－10)。

高，但到了古生界潜山含水层系，其地下水矿化度由于古、今地表水渗入影响而降低。

(2)平面上的变化规律

一般情况下均是由盆地边缘向中心方向或由供水区向泄水区矿化度升高，水型由多种变为单一的 $NaHCO_3$ 或 $CaCl_2$ 型。如松辽盆地泉四段地层水，北部及西部边缘，矿化度一般小于3000mg/l，向东、向南逐渐增大，在敖古拉、杏西及升平一线以北区，矿化度为 3000～5000 mg/l；三肇、古龙、新立、扶余地区为 5000～10000mg/l；至红岗、农安、小城子增至 10000～50000mg/l；乾安局部地区最高达 56000mg/l。松辽盆地上白垩统萨、葡、高油层水矿化度在平面上的变化(图 7-2)，与下白垩统泉头组类似。

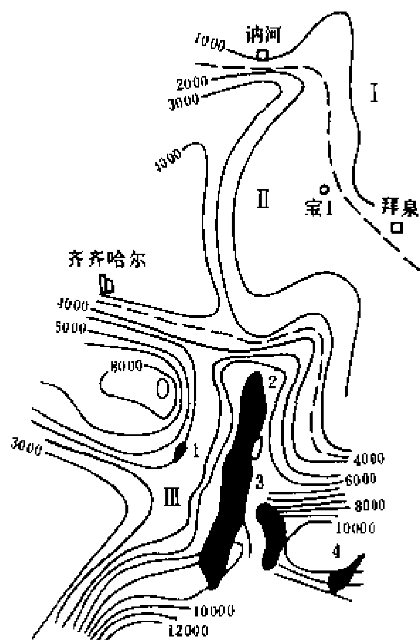


图 7-2 松辽盆地北部上白垩统萨、葡、高油层水矿化度(mg/l)等值线图

I—水自由交替带；II—水交替阻滞带；III—水交替停滞带；
1—龙虎泡油田；2—大庆油田；3—三肇油田；4—朝阳沟油田

江汉盆地潜江凹陷，自盆地边缘向盆地中心，由西向东，自北向南，地层水矿化度和 Cl^-，SO_4^{2-} 的平均含量逐渐增加，而 Ca^{2+}，Mg^{2+}的含量逐渐减小。在广华、高场、熊口、光明台、黄场等地区形成高矿化度区，矿化度大于300000mg/l，最高 398000mg/l，Cl^- 含量大于 180000mg/l；矿化度低于 200000mg/l 的地层水主要分布在西部的习家口、丫角地区；矿化度为 200000～300000mg/l 的地层水主要分布在张港、潭口、钟市、浩口西北部及王场北部。

泌阳凹陷边缘，下第三系地层水埋深一般不超过1200m，矿化度为 500～2000mg/l；而凹陷区，埋深大于1500m 时，矿化度为 4000～29000mg/l，在埋深 1200～1500m 的过渡区，矿化度为 2000～4000mg/l。

(3)地层水中某些化学成分含量及其相关特征

1)地层水中 SO_4^{2-} 的相对含量普遍比地表水低，一般用脱硫系数$\frac{rSO_4}{rCl}\times10^2$ 表征。大多数地层水的脱硫系数小于 10，这是还原条件下经脱硫细菌作用的结果。而地表水中可达 100 以上，有时甚至 SO_4^{2-} 大大高于 Cl^-含量。在油田水中，由于烃类物质的脱硫作用，往往形成脱硫系数负异常。但在膏盐地层分布区，由于硫酸盐的不断补给，地层水中可富集较高的 SO_4^{2-}。例如江汉盆地潜江凹陷潜江组($E_{2-3}q$)地层水中 SO_4^{2-} 含量最高达21045mg/l。但也有不含 SO_4^{2-} 的地层水，如四川盆地下侏罗统自流井群，上三叠统须家河组和上震旦统灯影组地层水中含一定数量的 Ba^{2+}(220～1960mg/l)。由于 $BaSO_4$ 的溶解度很低，Ba^{2+} 与 SO_4^{2-} 不可能共存于同一地层水中，因此 SO_4^{2-} 含量为零。

2)中国地层水离子组成按百分当量计时，阳离子无例外地为 $Na^+>Ca^{2+}>Mg^{2-}$；东部和中部绝大部分盆地阴离子为 $Cl^->HCO_3^->SO_4^{2-}$，少量为 $Cl^->SO_4^{2-}>HCO_3^-$；而西部盆地则全部为 $Cl^->SO_4^{2-}>HCO_3^-$，Na^+ 含量多在 70%～90%，Cl^-含量多在 80%～95%，表明中国地层水化学成分是以 Na^+，Cl^-为主。

3)中国地层水矿化度一般以 Na_2SO_4，$NaHCO_3$ 型水较低，$CaCl_2$ 型水较高，而最高的却是一种 rNa/rCl 为 1 左右的 NaCl 型水。

4)中国地层水中一般均含有一定数量的I,Br,B等微量元素,且含量有随矿化度增加而升高的趋势。

5)地层水矿化度与Na^+,Cl^-含量正相关,其拟合一元回归方程为直线(图7-3)。

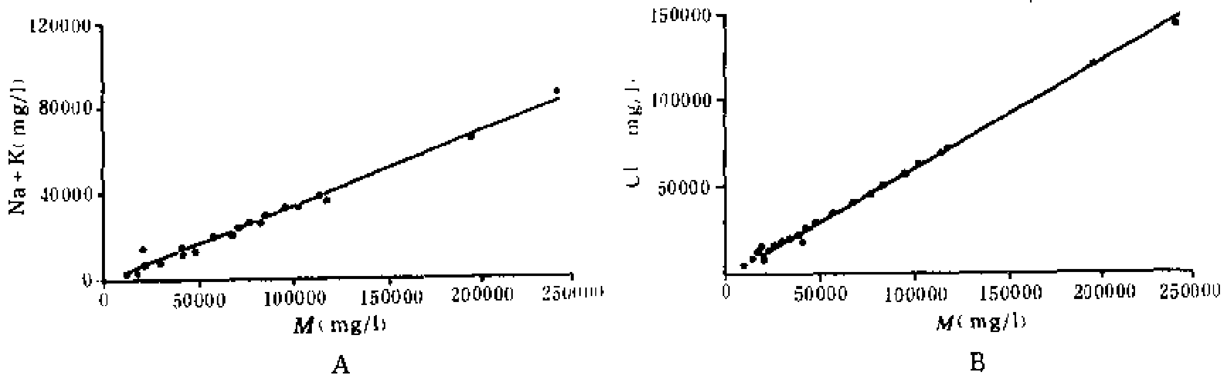


图7-3　济阳坳陷沙河街组($E_{2-3}s$)地层水矿化度(M)与Na^++K^+(A)和Cl^-(B)相关图

中国某些含油气盆地地层水矿化度与Na^+,Cl^-含量的拟合一元回归方程数据见表7-13。

表7-13　含油气区地层水矿化度与Na^+,Cl^-含量一元回归方程数据表

盆地或凹陷	层　位	拟合一元回归方程
济阳坳陷	$E_{2}s_{3}$	$Y_{Na^+}=-0.137+0.340M$[①] $Y_{Cl^-}=-1.846+0.618M$
塔里木盆地	O	$Y_{Na^+}=-3.512+0.307M$ $Y_{Cl^-}=-1.193+0.603M$
泌阳凹陷	E	$Y_{Na^+}=-0.050+0.341M$ $Y_{Cl^-}=-0.636+0.397M$
潜江凹陷	E	$Y_{Na^+}=-4.323+0.402M$ $Y_{Cl^-}=-15.66+0.622M$
东濮凹陷	E	$Y_{Na^+}=-3.063+0.295M$ $Y_{Cl^-}=-0.213+0.610M$
东海—南海海域	E+N	$Y_{Na^+}=-0.701+0.374M$ $Y_{Cl^-}=-0.323+0.560M$

① M为矿化度。

第二节　油气田水化学标志

油气田水化学标志分为两大类,一类与石油或天然气生成、运移和聚集有联系;另一类则反映油气藏保存环境。前者称为直接标志,后者称为间接标志。

一、直接标志

1. 可溶气态烃

油气田水以含甲烷－重烃系列为特征。因此，根据地层水中可溶烃组成特征，可预测其含油气性。中国主要含油气盆地油气田水中可溶气态烃的组成如图 7－4 所示。

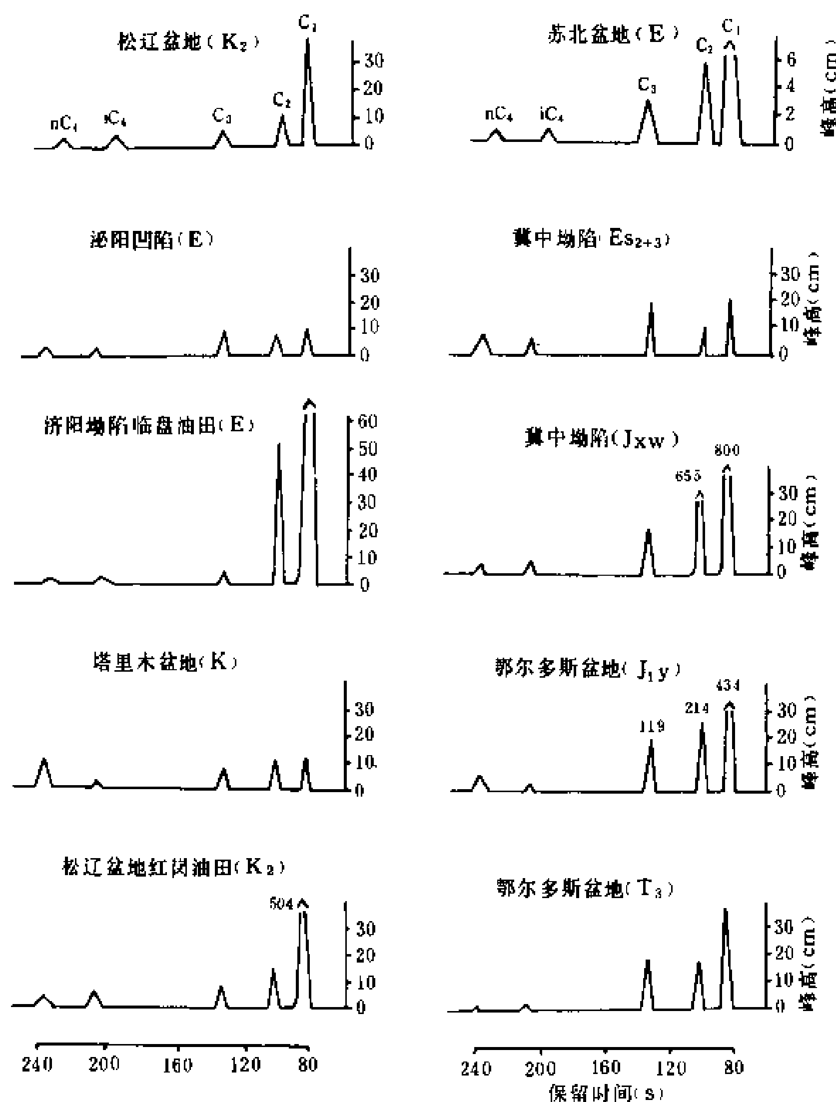


图 7－4 中国主要含油气盆地油气田水中可溶气态烃的组成图

（据刘崇禧，1984）

有机质演化程度对水中可溶气态烃组成和含量也有影响。例如，松辽盆地白垩系从嫩江组（K_2n）到泉头组（K_1q），随时代变老，水中甲烷含量（用 $CH_4/C_2H_6^+$ 表示）增加，萨尔图（K_2y_{2-3}－K_2n_1）油层平均比值为 30.86，葡萄花油层（K_2y_1）为 38.17，扶余油层（K_1q_4）为 70.07。另外，水文地质封闭程度对油田水中可溶气态烃含量多少也有很大关系（表 7－14）。

相关系数为0.819，说明两者关系较密切。

表7-15 松辽盆地北部地层水中苯系物含量表

构造单元	层位	甲苯(mg/l)	苯(mg/l)	甲苯/苯
三肇凹陷	K_2y_1	0.047	0.052	0.900
	K_1q_4	$\frac{0.017\sim0.74}{0.064}$	$\frac{0.032\sim0.763}{0.121}$	0.530
	K_1q_3	$\frac{0.007\sim0.119}{0.054}$	$\frac{0.014\sim0.337}{0.101}$	0.540
	K_1q_3	$\frac{0.012\sim0.582}{0.113}$	$\frac{0.014\sim0.272}{0.129}$	0.870
	K_1d	0.028	0.018	1.560
	J	0.021	0.019	1.110
朝阳沟阶地	K_1q_3	$\frac{0.028\sim0.078}{0.090}$	$\frac{0.006\sim0.260}{0.073}$	1.061
滨县—王府凹陷	K_1q_4	$\frac{0.030\sim0.092}{0.051}$	$\frac{0.018\sim1.076}{0.240}$	0.210
	K_1q_4	$\frac{0.027\sim0.087}{0.056}$	$\frac{0.041\sim0.093}{0.058}$	0.970
	K_1q_4	0.007	$\frac{0.007\sim0.18}{0.013}$	0.540
绥化凹陷	$K_1y_{2-3}-K_2n_1$	$\frac{0.022\sim0.076}{0.049}$	$\frac{0.062\sim0.942}{0.502}$	0.098
	K_1q_3	0.197	0.933	0.210
	K_1q_4	$\frac{0.049\sim0.108}{0.079}$	$\frac{0.072\sim0.104}{0.088}$	0.890
	K_1q_3	$\frac{0.012\sim0.116}{0.064}$	$\frac{0.028\sim0.081}{0.055}$	1.170
齐家—古龙凹陷	K_2q_{2-3}	0.085	0.073	1.016
绥棱背斜带	K_2q_{2-3}	0.033	0.115	0.290
龙虎泡阶地	$K_2y_{2-3}-K_2n_1$	0.249	0.047	5.300

注：本表数据分子为范围值，分母为平均值。

表7-16 吐-哈盆地台北凹陷油田水苯系化合物及酚含量对比表[①]

井号	层位	苯(mg/l)	甲苯(mg/l)	1,4-二甲基苯(mg/l)	乙苯(mg/l)	1-甲基,2-乙基苯(mg/l)	三甲基苯(mg/l)	苯系(mg/l)	酚(mg/l)	备注
胜101	J_2q	1.971	2.497	1.405		0.045	0.374	6.182	1.115	含油水层
台10	J_2q	0.234	0.589	0.110		0.057	0.026	1.209	0.280	水层有油花
温1	J_2s	0.505	0.721	0.125		0	0.005	1.755	1.050	凝析油、气、水同出
温西1	J_2s	0.344	0.039	0.881		0.0001	0.002	0.534	0.810	油水同层

续表

井号	层位	苯(mg/l)	甲苯(mg/l)	1,4-二甲基苯(mg/l)	乙苯(mg/l)	1-甲基,2-乙基苯(mg/l)	三甲基苯(mg/l)	苯系(mg/l)	酚(mg/l)	备注
陵 9	J_2s	0.050	0.109	0.011	1.037	0.025	(丙苯) 0.793	2.025	0.110	水层
陵 25	J_2s	1.501	4.037	0	1.836	0.0005	0.001	8.529	0.245	含水油层

①李伟.1992.台北凹陷油田水文地质及油田水地球化学特征与油气关系。

表 7-17 冀中坳陷地层水中酚的含量表

(据谢家声,1980)

层位	样品数	含水层岩性	酚含量(mg/l)
雪水	1		0
Q	2	砂岩	0.008~0.011
$N_{1-2}m+N_1g$	5	砂岩	0.009~0.180
E_3d	3	砂岩	0.100~0.145
$E_{2-3}s$	5	砂岩	0.011~3.250
O	9	碳酸盐岩	0.010~3.560
∈	5	碳酸盐岩	0.094~0.268
Jxw	25	碳酸盐岩	0.012~0.740

然而,四川盆地油田水中,酚含量却有随地层水矿化度增高而降低的趋势。当矿化度在60000mg/l以下时,其含量为1.0~3.0mg/l;当矿化度达300000mg/l以上时,酚几乎为零。

冀中坳陷地层水中酚含量明显受埋深影响。埋深0~1500m酚含量一般在0.02mg/l以下;大于1500m,则从0.02mg/l升到0.4mg/l。这种情况可能是受温度的影响。温度升高可以加大酚的溶解度,本区3000m深处,温度一般可达120℃左右,促进了酚的溶解。

对冀中坳陷14口井的资料分析表明,原油性质对地层水中酚含量的影响也很大。油质轻,酚含量较高;油质重,酚含量较低。

由此可见,影响地层水中酚含量的因素很多,实际工作中必须结合具体条件进行综合考虑,才能得出正确的解释。

4. 稠环芳香烃

此类化合物也是石油的组成部分,由于它们具有比烷烃更高的溶解度,因此,在油田水中常有较高的含量。一般采用紫外吸收光谱和分子荧光光谱对这类芳香烃进行定量测定。前者测定二苯环轻芳香烃,后者测定多苯环芳香烃。油田水的紫外吸收光谱中,于222nm和273nm处有明显吸收峰(图7-6);在分子荧光光谱中,422nm处的发光强度一般大于431nm,而非油田水则不具上述特征。

芳香烃指数是波长225nm消光值与波长256nm消光值之比。比值大小反映地层水中轻、重芳香烃的相对含量,比值越大,轻芳香烃含量越高。原油的烃类组成,在水中的溶解度不同,一般是芳香烃大于环烷烃,直链烃最小。

松辽盆地北部地层水中芳香烃指数与含油性有一定关系。盆地北部主要含油区地层水中芳香烃指数均大于1.0,齐家—古龙凹陷高达3.4~4.4,三肇凹陷为1.3~3.9,而周边地带小于1.0。

纵向上,埋深小于1100m,芳香烃指数为0.2~1.0;1100~1900m为0.2~6.31;1900~

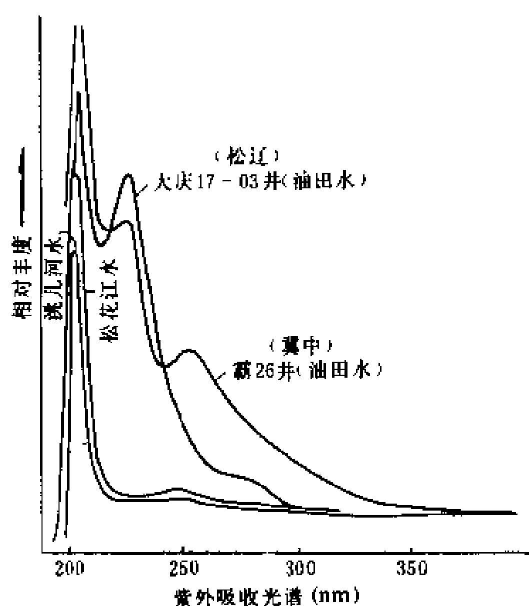


图 7－6 松辽盆地、冀中坳陷油田水与河水紫外吸收光谱对比图（据朱永豪等，1981）

2300m 为 0.2～1.6；大于 2300m 则芳香烃指数小于 0.9。由此可见，芳香烃指数高值带主要分布在中部轻质油含油组合内，而浅层和深层重质油含油组合内芳香烃指数较低。

5. 环烷酸

环烷酸在成分不同的石油中含量有很大差别，在环烷族石油中达 1.5%～2%，而在烷族石油中则只有环烷族石油含量的 1/20～1/30。因此，与含环烷族多的石油接触的水中，聚集较多的环烷酸。含环烷酸量少甚至不含的石油，在很多情况下，水中完全找不到环烷酸。水的化学成分对环烷酸在水中的含量也有很大影响，主要取决于水的总碱度和矿化度。环烷酸含量随总碱度增加和矿化度减小而加大。因此，在矿化度较低而总碱度较高的 $NaHCO_3$ 型地层水中，其含量较大；而在高矿化度的 $CaCl_2$ 型水中，其含量不大，有时甚至完全没有。显然，在这种情况下，即使它们在水中含量极少，仍然应给予重视。

大庆油田水中，环烷酸含量一般为 5～6mg/l，最高达 22mg/l；北大港油田水一般为 1～5mg/l，最高 91.58mg/l；准噶尔盆地油田水一般为 0.5～5mg/l，最高为 57.6mg/l。

6. 脂肪酸

地层水中的脂肪酸主要是 C_4 以下的低级脂肪酸。C_4 以上的脂肪酸在水中的溶解度随碳原子数的增加而下降。

大庆油田水中脂肪酸含量大多在 10～1800mg/l 之间，最高可达 2060mg/l。平面上，龙虎泡、古龙和三肇地区明显高于其他地区。在纵向上，埋深 1100～1900m 的中部和下部含油组合的油田水中，脂肪酸含量比较高，达 5.5～2060mg/l。

潜江凹陷油田水脂肪酸含量为 207.4～829.1mg/l，以潜三段（$E_{2-3}q_3$）第一油组油田水含量最高。总的趋势是随埋深（或地温）增加，脂肪酸含量逐渐减少。

一般说来，非油田水中脂肪酸含量小于油田水。例如，松辽盆地南部油田水中脂肪酸的含量为 172～541mg/l，而同一地区非油田水中则仅为 70～117mg/l。

二、间接标志

1. 地层水矿化度、水型、水类和各种特征系数

西部和中部含油气区的大多数油气田水均为高矿化度（一般为 100000～300000mg/l）的 $CaCl_2$ 型水，$Cl^- - Na^+$ 水类；rNa/rCl 小于 1，而且随浓缩变质程度的升高而减小；SO_4^{2-} 含量甚微，脱硫系数极小，为还原条件下经脱硫作用的结果。显然，脱硫作用使硫酸盐在水中消失的同时，也使水中和油气藏中富集了 H_2S。如四川威远震旦系气藏天然气中 H_2S 含量一般为 10000～20000mg/l；卧龙河气田嘉陵江组第五段气藏，含量更高，达 50000mg/l。这些情况表明，该地区油气藏的保存条件良好，处于高度封闭的还原环境。而松辽盆地则处于相对封闭的还原环境，以矿化度较低（一般小于 10000mg/l）的 $NaHCO_3$ 型水为主，$Cl^- - Na^+$ 或 $HCO_3^- \cdot Cl^- - Na^+$ 水类，rNa/rCl 大于 1，SO_4^{2-} 含量相对较高，$rSO_4 \times 10^2/rCl$ 较大。江汉盆地因受沉积环境

影响，油气田水多属高矿化度（一般为 180000～340000mg/l）的 Na_2SO_4 型，故封闭条件也很好。

2. *D* 函数

D 函数又称分类函数，它能提供一个系统内部每一端组分量的信息。低的 *D* 函数值表示一个端组分占优势，通常是油田水的特征；高的 *D* 函数值表示各端组分所占比率之间相差较小，通常是非油田水的特征。据研究，在天然水系中，唯油田水阳离子 *D* 函数值最低，按中国 25 个油田平均为 3.08，比任何水体都低得多。因此，阳离子 *D* 函数值是区别油田水与非油田水的重要特征（张金来，1983a）。

胜利油田的 *D* 函数低值区，一般为济阳坳陷沙三段（$E_{2-3}s_3$）油气聚集的有利地区。例如，东营凹陷油气富集区多分布在阴离子 *D* 函数的低值区；沾化凹陷油气富集区多在阳离子 *D* 函数的低值区。

3. 微量元素

四川盆地各产油、气层地下水中碘、溴含量资料（表 7－18）表明，陆相地层中碘含量也有比海相地层高的。

表 7－18　四川盆地各产油气层地下水中 I^-，Br^- 含量表

（据刘方槐，1991）（单位：mg/l）

层　位	沉　积　环　境	I^-	Br^-
J_1z	内陆湖相	20～30	1500～1600
T_3xn	以内陆为主，局部海陆交互相	30～50	1100～1800
$T1j$	浅海泻湖相	<20	<200
P_2l	浅海相	<15	<150
Z	局限海台地相	<10	220～260

同是陆相第三系的南襄盆地，南阳凹陷油田水中微量元素 I^-，Br^-，B 的含量普遍高于泌阳凹陷，尤其是 I^-，Br^- 含量，一般高于泌阳凹陷 2～4 倍（表 7－19）。

表 7－19　南阳凹陷和泌阳凹陷油田水中 I^-，Br^-，B 的含量表（单位：mg/l）

构造单元	油田或地区	I^-	Br^-	B
南阳凹陷	周　庄	7～22	2～5	32～63
	张　店	23～39	6～21	67～98
	金　华	14～22	25～49	39～49
	东　庄	31～55	16	74～141
	魏　岗	23～38	4～44	63～159
泌阳凹陷	下二门	0～9	0	27～86
	王　集	0～10	0	17～96
	井　楼	0～3	0.3～1	4～40
	双　河	0～11	0～16	13～124
	赵　门	1～3	0～5	33～81
	安棚及白云岩区	2～17	4～44	6～314

仅据油气田水中 I^-，Br^-，B 的含量不能区分海陆相沉积。一般其含量随水的浓缩变质程

$$\frac{\rho_o}{\rho_w-\rho_o}h_o=\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_o}h_w-Z \quad (7-2)$$

式中　ρ_o,ρ_w——地下条件下油、水密度,kg/m³;

h_o、h_w——油、水势,m;

Z——控制点目的层顶面标高,m。

作出的h_o等值线图即油势分布图。实际工作中常令

$$U_o=\frac{\rho_o}{\rho_w-\rho_o}h_o$$

$$V_o=\frac{\rho_w}{\rho_w-\rho_o}h_w$$

则(7-2)式简化为

$$U_o=V_o-Z \quad (7-3)$$

式中　U_o——相对水的油势,m;

V_o——相对油的水势,m。

同理,得出天然气势计算式

$$U_g=V_g-Z \quad (7-4)$$

式中　U_g——相对水的气势,m;

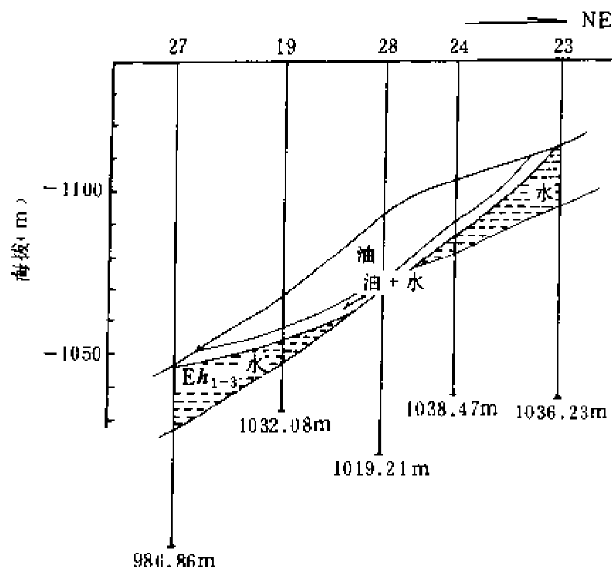
V_g——相对气的水势,m。

在地下,油、气、水均沿着自身势减小的方向流动。当油(气)在自身的低势区停留并聚集起来时,水动力圈闭油(气)藏即可形成。下倾方向烃类与水的界面倾斜度小于储集层顶面的倾斜度,上倾方向则相反,是水流方向(即测势面下降方向)上形成水动力圈闭的必要条件。

酒泉西部盆地北部倾斜带东侧的单北—白东油田,为水动力圈闭油藏的实例。该油田的储油层为下第三系火烧沟群中上部(E_3h_{1-2}),在本区为一套冲积扇砂砾岩体,自西向东减薄并尖灭。岩性为灰色不等粒长石砂岩和细砾岩,储油物性较好,渗透率为$(70\sim2000)\times10^{-3}\mu m^2$,孔隙度为12%~30%。

该油田呈带状分布,走向114°,长5km,最宽0.6km,最窄0.25km,面积约2.5km²。处于区域性南倾单斜,而且储集层在盆地北缘大面积出露,接受地表渗入水并沿地层倾向向西南方向流动,测势面梯度为15~17m/km,在地下水水动力作用下,油水界面发生了倾斜。单北地区油水界面倾斜度为135m/km或0.135;白东地区变缓为126m/km或0.126。它们均小于下倾方向储集层顶面的倾斜度0.1467,而大于上倾方向储集层顶面的倾斜度0.0917(图7-7),从而形成水动力圈闭油藏。

二、古水动力条件



注:井底数据为海拔高度

图 7-7 酒西盆地单北—白东水动力圈闭油藏横剖面图

(据玉门石油管理局勘探开发研究院,1982)

水文地质期按影响某地区某时期水文地质条件的主要因素来划分,一般划分为沉积作用、淋滤作用、埋藏封闭作用和构造热液作用四个水文地质期。前三个水文地质期是基本的,最后一个并非所有地区都必须经历。一般沉积作用水文地质期和淋滤作用水文地质期组成一个水文地质旋回。

使用这种划分方法,对冀中坳陷 6 套含水层系(即 $Pt_{2-3}+\in+O_1$,$E_{1-2}k+E_2s_4$,E_2s_3,$E_{2-3}s_2$,E_3s_1,和 E_3d)分别进行了水文地质期的划分(图 7-9)。

例如,潜山含水岩系($Pt_{2-3}+\in+O_1$)就经历了 6 个水文地质期,即:

(1)沉积作用期

包括从中、上元古界沉积时起,直至早古生代中奥陶世沉积作用停止的这一段时期。由于该含水岩系沉积作用时间长,厚度大,在沉积过程中又发生了两次较大的沉积间断,故该期又可分为 3 个水文地质亚期。

(2)淋滤作用期

包括中奥陶世末至中石炭世沉积之前的整个时期。因加里东运动使盆地整体上隆,潜山含水岩系裸露地表,遭受风化剥蚀,使其中的海相沉积水受古渗入水混合、交替,发展成为岩溶淡水。

1. 水文地质旋回和水文地质

水文地质旋回即区域水文地质发展的一段时间,从区域下沉和水侵开始,包括其后的隆起和水退,到下一次沉降和水侵前结束。一个水文地质旋回分为两个阶段,即沉积水文地质阶段和渗入水文地质阶段。

根据上述划分原则,对川南阳新组(P_1y)古水文地质条件进行分析后,认为阳新组经历了 6 个水文地质旋回,即阳新世、乐平世、早一中三叠世、晚三叠世、侏罗纪、白垩纪(图 7-8)。其中,以最后一个旋回的渗入阶段最长,其余均较短,且仅对该水文地质旋回靠上部的含水层产生一些影响。

地层系统 | 构造运动 | 沉积阶段 | 渗入阶段 | 水文地质旋回
第四系
第三系 上 下
白垩系
侏罗系
三叠系 上统 中统 下统
二叠系 上统 下统
石炭系
泥盆系
志留系
喜马拉雅运动
燕山运动
印支二幕
印支一幕
苏皖运动
东吴运动
黔桂运动
柳江运动
加里东运动
白垩纪
侏罗纪
晚三叠世
中—早三叠世
晚二叠世
早二叠世
志留纪

图 7-8 四川盆地川南地区水文地质旋回划分图

(据刘方槐,1985)

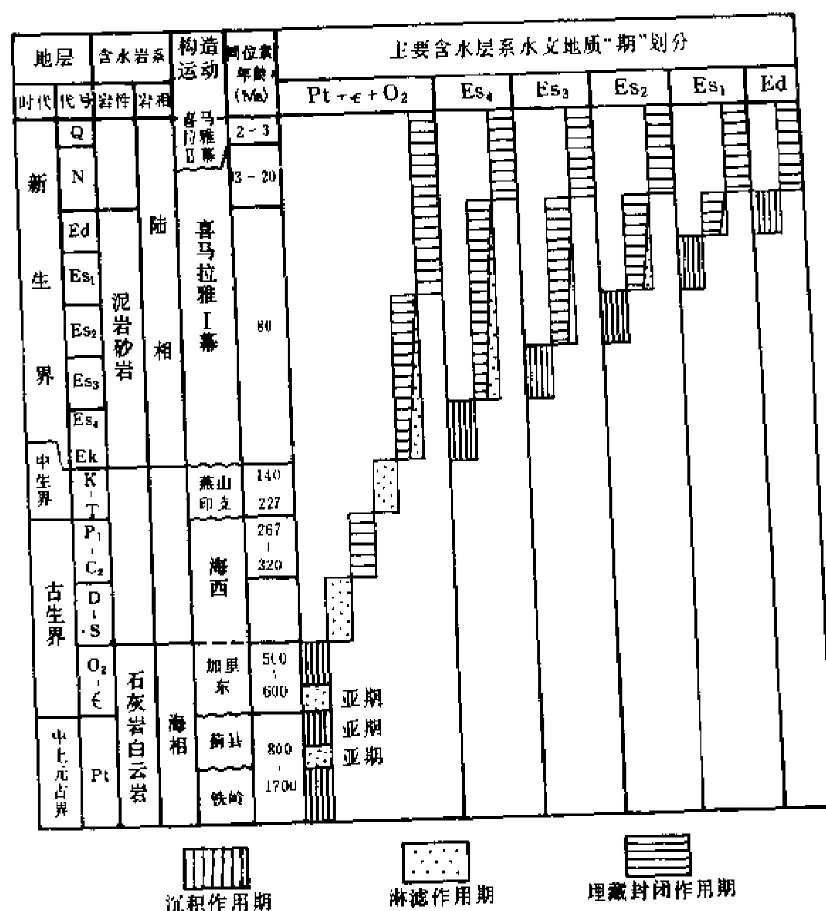


图7-9 冀中坳陷6套含水层系水文地质期的划分图

(据地质矿产部水文地质工程地质研究所等,1987,简化)

(3)埋藏封闭作用期

中石炭世开始,华北陆台整体下降,沉积了中、上石炭统(海陆交互相)和二叠系(陆相)。潜山含水岩系进入埋藏封闭作用水文地质期,其中的古岩溶水处于相对稳定的发展阶段,并向盐化方向转化。

(4)二次淋滤作用期

包括整个中生代。海西运动使华北陆台上升,导致潜山含水岩系再次受到古渗入水的冲刷、交替,发展成为中生代的岩溶水。

(5)埋藏-淋滤作用期

新生代开始至沙二段($E_{2-3}s_2$)沉积结束,坳陷内部主要表现为区域性陷落,仅局部地段碳酸盐岩依然裸露地表,潜山含水岩系进入埋藏-淋滤作用水文地质期。

(6)二次埋藏封闭作用期

从渐新统沙河街组第一段开始沉积时起直到现在,整个坳陷连同潜山含水岩系裸露的残留部分最终全被覆盖,潜山地层水进入埋藏封闭作用水文地质期。

从上述潜山含水岩系经历的6个水文地质期来看,人们自然可以把其中3个埋藏封闭作用水文地质期,理解为自第一沉积作用水文地质期(即沉积潜山含水岩系时期)以后的第二、三、四个沉积作用水文地质期。这几个沉积作用水文地质期沉积的地层都不同程度地与潜山含

水岩系直接接触，必然会赋予后者以相应时期的沉积水。随着上覆地层不断加厚，因压实作用自上覆层中挤出的沉积水(其中含蒙脱石向伊利石转化时析出的水)还会不断进入潜山含水岩系，直至压实作用不明显时为止。

2. 古水动力条件评价

(1)定性评价

一般采用沉积地层等厚线表示的古构造图来定性确定该时期地层水在平面上的流动情况。在压实水流盆地条件下，地层水的流动方向是从区域古构造的低部位流向高部位的。

(2)半定量评价

以研究区的泥岩、砂岩和碳酸盐岩压实曲线为基础，分别计算出同一时期不同岩类的孔隙缩小值，从而求得挤出水的水柱高(m)或单位面积的挤出水量(m^3/m^2)，用等线值表示。这方面在四川盆地有研究成果(图 7－10)。

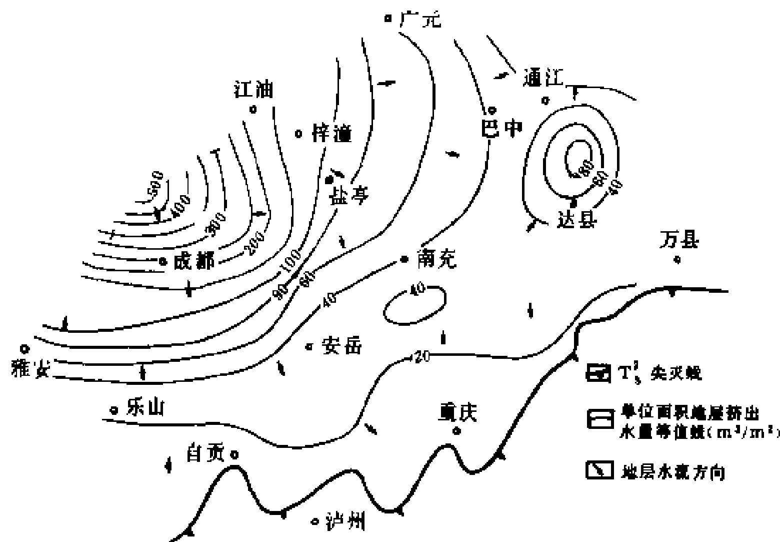


图 7－10　四川盆地晚三叠世水文地质旋回沉积阶段末香二(T_3xn_2)单元水动力图
(据杨家琦等，1989)

由图 7－10 可见，香二段(T_3xn_2)单元挤出水的流动方向是从西向东，即从高挤出水量地区流向低挤出水量区。因为，一般情况下，挤出水量越大，地层压力系数越高，折算水头越大，水势越高。因此，流体从川西高势区流向川东低势区。

此外，水动力情况也可以根据含水岩系上覆地层的厚度和岩石平均密度，计算出含水岩系所承受的压力，并用等值线表示。显然，必须高压带与高势带、低压带与低势带相一致时才是正确的。实际上流体不一定从高压带流向低压带。

(3)定量评价

这是分析某特定层位各种影响水文地质条件的因素，通过数学计算，求出古水头的方法。例如，四川盆地下二叠统阳新组的研究成果表明，下二叠统阳新组中的渗流层仅存在压实水流的补给，即在上覆载荷下，除渗流层自身孔隙水不断挤出外，还要接受上下邻层泥岩压实水流的补给。压实水进入渗流层后，在流体势梯度的作用下作侧向流动。根据质量守恒定律，任一无限小单元流体质量的变化是由于渗入、流出的流体质量差造成的，在假设流体密度变化不大、渗流层是各向同性的条件下，导出如下求古水头的方程式：

$$k\frac{\partial^2 H}{\partial x^2}+k\frac{\partial^2 H}{\partial y^2}+\frac{W}{M}=\rho g(\alpha+\phi\beta)\left(\frac{\partial H}{\partial t}-\frac{\partial Z_o}{\partial t}\right)-\alpha\frac{\partial\sigma_{总}}{\partial t} \tag{7-5}$$

式中 H——水头，m；

ρ——流体密度，kg/m^3；

g——重力常数，9.8N/kg；

β——流体压缩率，1/Pa；

ϕ——渗流层孔隙度，%；

W——单位时间单位面积的压实水流补给量，m/s；

M——渗流层厚度，m；

k——渗透系数，m/s。$k=K\rho g/\mu$（K 为渗透率，μm^2，μ 为流体粘度，Pa·s）；

$\sigma_{总}$——渗流层承受的垂直总压力，Pa；

α——岩石骨架垂向压缩率，1/Pa。$\alpha=-d(\Delta Z)/\Delta Z d\sigma_z$，$\sigma_z=\sigma_{总}-p$（$p$ 为流体压力，Pa）；

Z_0——渗流层顶界埋深，m；

t——时间，s。

可采用里兹有限元法求方程式(7-5)的数值解。其中参数 W、M、ϕ、$\sigma_{总}$、Z_0、σ_z 和 α 是通过压实计算和有限元法叠代获得，ρ、g 取常数，μ、k 用经验公式求取。

根据各控制点求得的折算水头值，即可编制不同时期某渗流层的水动力图或水势分布图（图 7-11）。

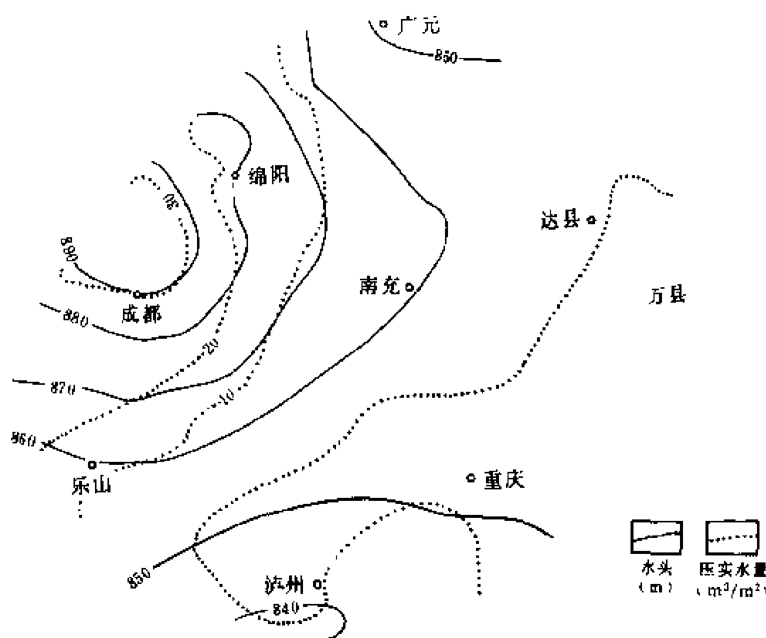


图 7-11 四川盆地阳新组(P_1^2y)水动力图

(据杨家琦等，1989)

由图 7-11 可见，高势区位于成都—绵阳以西，低势区位于南部泸州和北部广元一带。地层水是由西往东流动的。由该图还可见到压实水量(即挤出水水柱高)等值线与等势线变化并不完全一致。前者为半定量评价成果，后者为定量计算结果，比前者精确。

三、现代水动力条件

毫无疑问，现今的油气藏都处在一定的水动力场作用下。按其特征，可分为压实水流和非压实水流，它们对目前地下油气运移方向和油气藏分布的影响是不一样的。

1. 区域水动力联系问题

无论研究古代还是现代含水层的水动力条件，都牵涉到该含水层在区域上是否具有水动力联系的问题，争论较大。应当具体问题具体分析。

例如，四川盆地阳新组(P_1y)为一套沉积稳定的开阔海台地相生物灰岩，厚300～400m，孔隙度一般约1%，渗透率为$0.01\times10^{-3}\mu m^2$，却是四川盆地主要产气层之一。勘探开发实践表明，阳新组气水关系十分复杂，同一构造上，高处出水、低处产气的情况屡见不鲜。有的气井产大水，有的气井开采到后期也未见地层水。实践证明，阳新组气水关系尽管复杂，但除天然气聚集处地层水不能通过外，其下和四周的储渗空间都是被地层水饱和的，从而构成区域上的水动力联系。即使是微细毛细管，当其被单一的地层水所饱和时，地层水仍可通过。因为毛细管水受重力影响，并传递静水压力，只是毛管直径小，摩阻大，流动极其缓慢。所以，不能因阳新组气水关系复杂而否认具有区域水动力联系。

由于阳新组储渗条件非常差，故地层水运动速度很慢，目前地层水流动速度平均约1cm/a(刘方槐，1982)，因此，在极其短暂(与地质时代相比)的开发期间内，不可能见到明显的地层水补给，以补充气藏的能量损失。所以，也不能用气井开采到后期未见水来否认具有区域水动力联系。事实上，四川盆地阳新组这样古老的碳酸盐岩地层是具有区域水动力联系的。当然，具有区域性水动力联系，并不意味着油气(主要指游离相态的烃类)必定也作区域性运移。它们之间有联系，也有区别。

2. 压实水流盆地的水动力条件

促使压实水流盆地内地层水流动的能量，主要来自上覆地层的沉积压实。当流体排出不畅，即可形成异常高地层压力，其压力系数(地层压力/静水柱压力)可达2.0或更大。这种异常高地层压力分布区往往构成压实水流盆地地层水能量的补给区。

地层水以各异常高压区为中心作离心流动，即从盆地内部流向四周，在距盆地边缘一定距离处与潜水水流(地表渗入水)相遇。两者锋面接触处在平面上的投影即地下分水岭(图7-12)。

例如冀中坳陷沙河街组($E_{2-3}s$)的地层水即属压实水流。该坳陷第四系厚度达250～600m，使第三系进一步压实。由于下第三系含水岩系顶界的埋深在相当大范围内已进入稳定压实阶段的埋深，泥岩孔隙进一步缩小的数值较小，导致挤出水量与第三纪末相比急剧减少。但第三系中已形成的欠压实带仍能促使沉积水从凹陷中心流向四周作离心流动，形成压实水流盆地。

由于第四纪期间，西界太行山、北界燕山继续抬升，坳陷内部继续下降，扩大了断裂破碎带，使得大气降水和地表水在太行山、燕山潜山含水岩系的碳酸盐岩裸露区渗入地下，并沿断裂破碎带和在碳酸盐岩与下第三系渗透层的接触地带发生水力联系，构成目前对下第三系的渗入水补给。

因此，压实水流(沉积水)自凹陷中心作离心运动时，必然会与渗入水相遇，形成地下分水岭或折算压力平衡线。

由于沉积水和渗入水的化学组成有很大区别，因此可以根据水化学标志(即矿化度、水型、rNa/rCl、$rSO_4\times10^2/rCl$)确定地下分水岭或折算压力平衡线的大致位置(图7-13)。可以肯

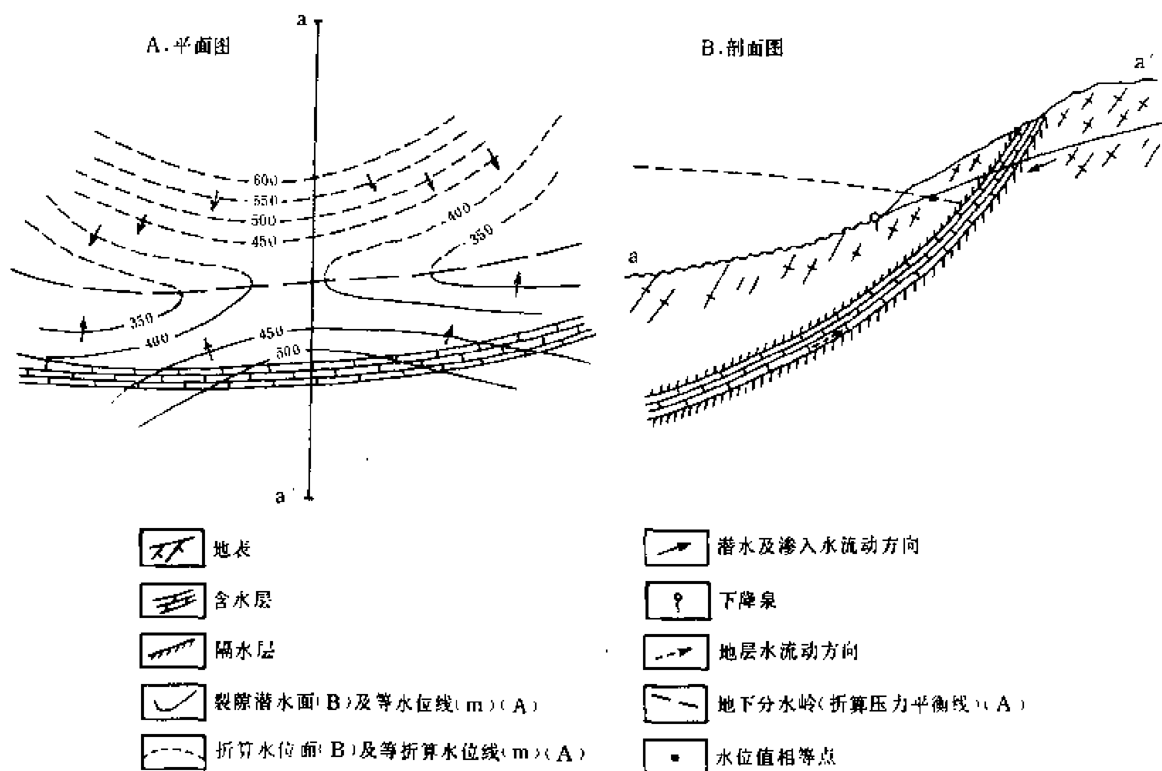


图 7－12　地下分水岭(折算压力平衡线)示意图

(据刘方槐,1986)

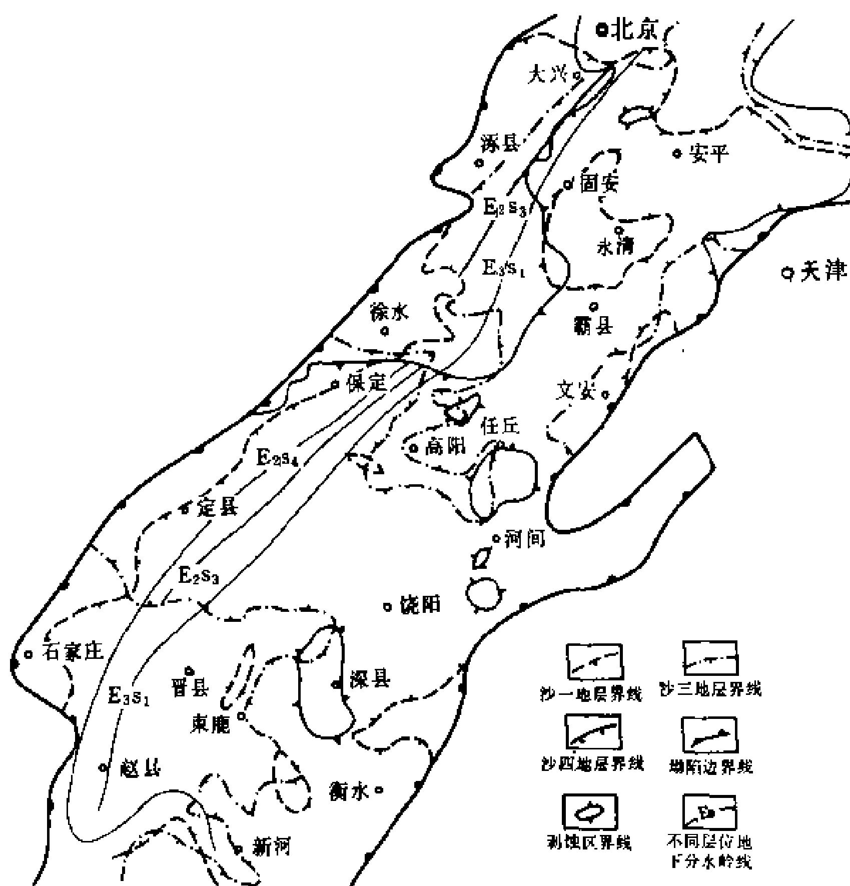


图 7－13　冀中坳陷下第三系含水岩系地下分水岭位置示意图

(据地质矿产部水文地质工程地质研究所,1987)

定，随着时间推移，渗入水影响会越来越大，地下分水岭位置会逐渐东移。

由于冀中坳陷沙河街($E_{2-3}s$)组现代水动力条件是继承第三纪末水动力条件的结果，高势区仍在各凹陷的中心，沉积水作离心流动，促使油气也向同一方向运移。现以廊固凹陷为例说明。

廊固凹陷是受大兴断层控制的单断凹陷，凹陷中心偏西北侧，沿大兴—桐柏镇大断裂展布，其东南翼为牛驼镇凸起北斜坡。生油层主要为沙三段(E_2s_3)、沙四段(E_2s_4)及孔店组($E_{1-2}k$)。已生成的油气在作离心流动的压实水流作用下，必然会从西北向着位于其东南的牛驼镇凸起方向运移。原油和天然气性质也沿此方向有规律地变化。原油相对密度、粘度、胶质＋沥青质含量均呈递增变化，天然气相对密度减小，甲烷含量增加，重烃含量减小(表7-21,7-22)。沙四段原油和天然气性质及组分的变化与沙三段变化方向相一致，表明油气性质变化方向和压实水流方向是吻合的。

表7-21 廊固凹陷沙三段(E_2s_3)原油性质和组分变化表

(据地质矿产部水文地质工程地质研究所等，1989)

井　号		固2	泉5	泉16
原油物性和组分	相对密度 d_4^{20}	0.8501	0.8661	0.8878
	粘度(Pa·s)	4×10^{-3}	6.7×10^{-3}	42.35×10^{-3}
	胶质＋沥青质(%)	3.48	9.79	29.4
井所在位置		西北————→东南		

表7-22 廊固凹陷沙三段(E_2s_3)天然气性质和组分变化表

(据地质矿产部水文地质工程地质研究所等，1989)

井　号		泉53	泉29	泉51	京16	安45
天然气物性和组分	相对密度	0.8486	0.7550	0.6139	0.5896	0.5854
	甲烷(%)	76.12	79.63	91.28	94.2	95.33
	重烃(%)	23.17	17.60	8.6	2.04	1.76
井所在位置		西北————→东南				

从已探明的油气藏来看，油气主要分布在廊固凹陷东南侧构造带和斜坡带上，如别古庄、曹家务、中岔口、柳泉等油气藏；而在凹陷西北部的旧州、固安一带，虽然构造和圈闭条件都比较好，但却未发现具有工业价值的油气藏，显然是受渗入水影响的结果。由此看来，图7-13上所示的坳陷北部下第三系含水岩系的地下分水岭位置应该东移至固安一带。

3. 非压实水流盆地的水动力条件

非压实水流盆地地层水的流动特征是作向心流动。渗入水受靠供水区处高地形造成的高折算水位(高水势)驱使，流向盆地内部的低势区，或自盆地一侧流向另一侧。

例如辽河西部凹陷潜山含水岩系。该凹陷潜山含水岩系为一套孔隙、溶洞、裂缝均十分发育的碳酸盐岩层系，但储油物性差异很大。例如曙光潜山油藏的孔隙度为2.5%～20.7%，渗透率为$(15\sim1092)\times10^{-3}\mu m^2$。溶蚀孔隙经常沿裂缝呈串珠状分布，孔径一般小于2mm。在裂缝交汇处往往形成溶洞。有的溶洞可以很大，如曙古523井钻遇一溶洞时，钻具放空竟达

9.77m。因此，发育的孔、洞、缝为辽河西部凹陷潜山含水岩系在区域上形成统一的水动力系统创造了条件。

从曙光油田潜山油藏测压资料(表 7-23)和按海拔－1800m 计算的折算压力值可以看出，压力最高为 17.54MPa，最低 17.39MPa，相差 0.15MPa，平均为 17.49MPa。折算压力各井基本相同，大致处于呈东北—西南展布的同一条等折算压力线附近。按其差值仍能观察到潜山含水岩系地层水的流向是从西北往东南，沿此方向地层水矿化度升高，rNa/rCl 值下降。例如古 2 井矿化度为 1479mg/l，rNa/rCl 值为 2.17，其东南的古 44 井这两项指标分别变为 2519mg/l 和1.72(图 7-14)。而且地层水矿化度一般都很低(多数小于 2500mg/l)，表明潜山地层水受到了来自辽河坳陷西北部边缘山系供水区的渗入水影响。油田动态资料也证明了这一点。例如古 41 井 1979 年 7 月 3 日投产，1980 年 3 月 16 日见水，为 $NaHCO_3$ 水型。无水采油期 256 天，采油量 78577t。见水时矿化度为 3117.5mg/l。1980 年 6 月 7 日矿化度下降到 2301.19mg/l，到 1981 年 6 月 7 日再降到 1861mg/l，相应地 rNa/rCl 值由 1.02 上升到了 3.04。地层水不断被淡化，表明有来自供水区的渗入水补给(图 7-15)。

表 7-23　辽河坳陷曙光潜山油藏各井折算压力表

井　号			曙古1井	古11	4-5-23	古16	古40	古47	古43	平均
1981 年测压日期(月.日)			7.1	7.3	7.3	7.1	7.1	7.2	7.3	
压力(MPa)	实测值		18.07	17.45	17.53	18.63	16.62	17.96	18.13	17.77
	计算值	海拔-1850m	17.88	17.92	17.93	17.80	17.92	17.86	17.94	17.89
		海拔-1800m	17.47	17.52	17.52	17.39	17.51	17.45	17.54	17.49

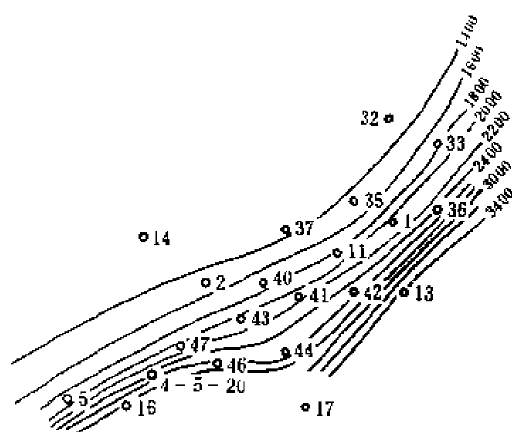


图 7-14　辽河坳陷曙光油田潜山地层水矿化度(mg/l)等值线图

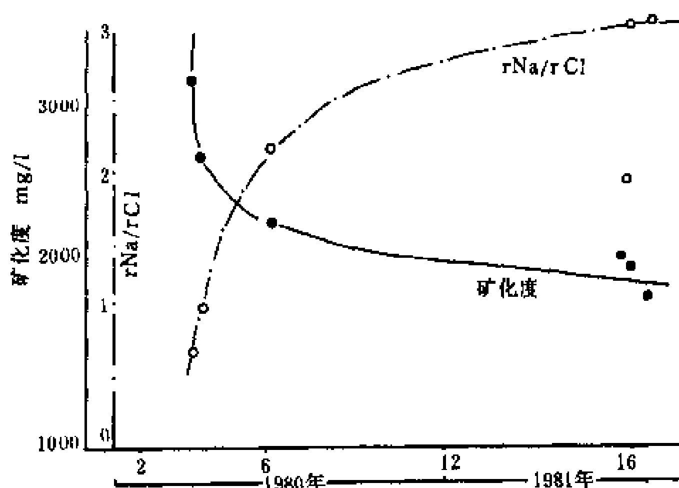


图 7-15　辽河坳陷曙光油田古 41 井水化学性质随开发时间变化图

据上述资料推测，辽河西部凹陷潜山含水岩系的地层水应属非压实水流。在距目前供水区较远的凹陷南部地区，潜山油气藏的保存条件可能更为优越。

又如珠江口盆地珠海组(E_3z)地层水。珠海组为三角洲及滨岸相为主的海陆过渡相沉积，凹陷中心最厚可达 875m，向隆起上超覆，厚度减薄。珠海组剖面中，砂岩占 70%以上，古珠江

三角洲、东部隆起、神狐暗沙隆起等地，砂岩所占比例可高达 90%以上。砂岩层分布稳定，储油物性好，孔隙度大于 20%，渗透率一般为 $(500\sim2000)\times10^{-3}\mu m^2$，陆丰地区最高可达 $7390\times10^{-3}\mu m^2$，为区域性水动力联系的形成创造了条件。

珠海组地层压力系数为 0.99～1.026，属常压。折算水位为海拔－19.4～67.8m，并由北向南降低，从而在同一方向上依次划分出供水区、承压区和泄水区（图 7－16）。

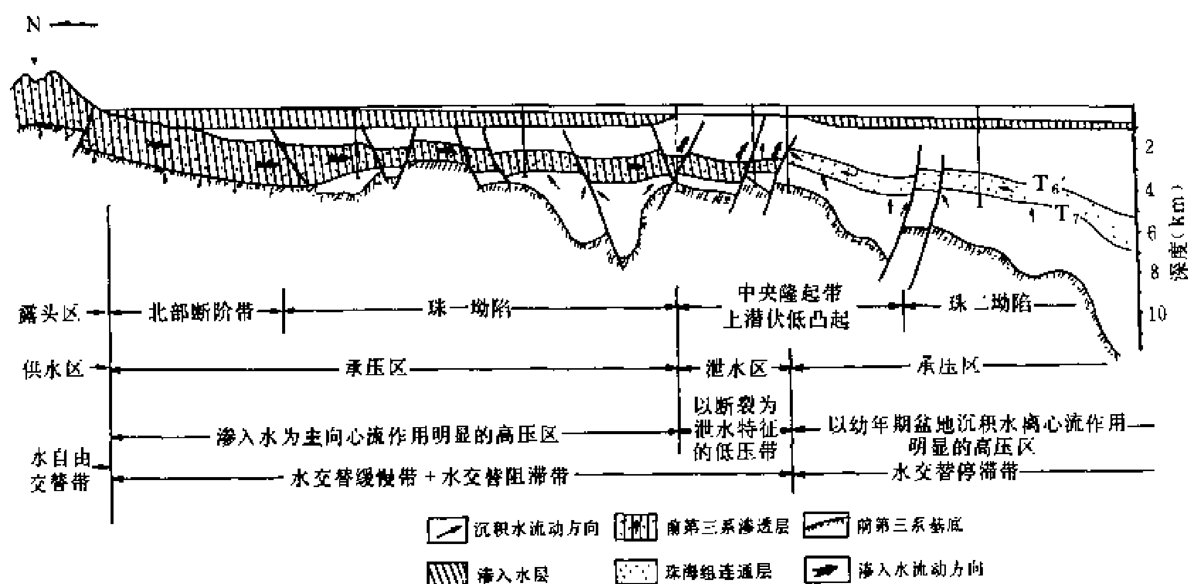


图 7－16　珠江口盆地珠海组现今水动力横剖面图

（据中国海洋石油总公司南海东部石油公司，1987）

位于珠一坳陷的惠州凹陷目前发现的油气田，多分布在生油凹陷的东南侧，可能就是受自北而南的区域水动力的影响所致。据此推测，非压实水流形成的时间，可能要追溯到珠江口盆地主要生油层——恩平组（$E_{2-3}e$）和文昌组（E_2w）的主要排烃期——中中新世—晚中新世。即当油气从生油岩运移至珠海组储集层（初次运移）后，二次运移方向就受到上述地层水运动方向的制约。换句话说，同油气一起进入储集层的沉积水和古渗入水相遇的锋面，即折算压力平衡线或地下水分水岭，应位于惠州凹陷的西南翼。随着时间的推延，地下分水岭逐渐南移，渗入水取代了沉积水，最后，在中央隆起带泄出，形成目前的状态。由图 7－16 可见，中央隆起带以南（珠二坳陷），珠海组地层水至今仍属压实水流。

综上所述，油气田水动力特征概括起来有以下几点：

1）在地下，油气水处于一种动平衡状态。目前油气藏实际上是地质历史发展过程中，经过若干变化的最终结果。既要从古油气势的演化研究油气藏的演变过程，更重要的还是研究现代油气势的分布。它是确定目前油气藏或油气富集带位置的重要手段。

2）无论是地质历史过程中的渗入水还是现代渗入水，对研究层的水交替作用均极其复杂。因为储集层的孔隙、裂缝发育程度及渗透性在纵横向上的变化都很大，这就决定了水在地层中的运移是不均匀的。目前采用的水交替计算方法，无论是沉积水交替还是渗入水交替，都是把研究层当成均质地层来处理，显然是理想化的。实际上，储集层中的水一般仅沿渗透性好的通道运动，这些通道以外的很多地区，可能仍处于相对停滞的状态，而使沉积水长期保存，从油气藏形成和保存的观点看，无疑，这一点是极其重要的。

3)在中国,特别是一些中、新生代盆地中,具压实水流的含水层分布比较广泛。由于压实水流的能量来源是欠压实作用引起的高和异常高地层压力(即高和异常高势区),它们在中、新生代地层中容易保存至今,从而阻止了渗入水对油气藏的破坏。

4)在中国部分盆地的古生界和前古生界中,分布具非压实水流的含水层。其形成条件主要取决于横向上地层的连通性,因此多在一些岩溶孔洞和裂缝发育的碳酸盐岩地层中见到。当然,连通性好的碎屑岩地层,如珠江口盆地的珠海组也可出现非压实水流含水层。

5)在盆地油气勘探中,确定研究层是否具有高或异常高地层压力,是确定其具有压实水流抑或非压实水流的关键,也是评价盆地油气远景的基础,应予重视。

第四节 油气藏保存的水文地质条件

一、地下分水岭

前已述及,压实水流盆地(坳陷或凹陷)中,存在有地下水分水岭。在分水岭靠盆地内部一侧的广大面积是油气藏保存的有利地带;反之,在分水岭靠盆地边缘一侧,油气藏则会在渗入水水动力作用下遭受破坏。

例如,松辽盆地上白垩统中,目前高或异常高地层压力区普遍存在。在地质历史进程中,泥质地层内的异常高压力,既能驱使水自生油层进入储集层,也能促使水在储集层内进一步运移。应该说,它是目前盆地内上白垩统中地层水运动的动力。地层水运动方向应该是自盆地中部指向盆地四周,属压实水流盆地。大庆油田保存条件良好,表明目前盆地仍具压实水流盆地特点,在盆地东北方向有地下分水岭存在(图 7-17)。

盆地内部有几个高或相对高水势分布区,在它们的作用下,盆地内部的压实水流分别从各自的高或相对高折算水位处流向盆地四周折算水位较低的地方。向东北流动的压实水流(沉积水)与沿露头渗入的地面水在地下分水岭附近相遇,然后向各自的折算水位较低处流去。因此,目前渗入水不可能进入地下分水岭靠盆地内部一侧,从而使大庆油田得以完好保存。

不难看出,正确建立地层水流动模式,即确定其为压实水流还是非压实水流,对从水文地质角度研究油气富集规律、保存条件和评价盆地含油气远景等,都是十分重要的。

二、水文地质带

根据地下水和地表水相互联系的程度,把油气田水从上到下或横向上划分出若干个水文地质带:水自由交替带、水交替阻滞带和水交替停滞带,或增加一个水交替缓慢带。

以泌阳凹陷双河油田为例,在纵向上由浅到深可划分为 4 个水文地质带。

1)水自由交替带:该带受大气降水和地表渗入水影响大,冲刷作用强。水的矿化度较低,小于 2500mg/l。其中矿化度小于 1000mg/l 者,水的交替作用更强。水中 Cl^- 含量低,SO_4^{2-},HCO_3^- 含量相对较高,$rSO_4\times10^2/rCl$ 为 100~200。该带埋深自地表至 1100~1200m 左右,包括核桃园组二段($E_{2-3}h_2$)及以上地层。

2)水交替缓慢带:受大气降水和地表水影响不甚明显,冲刷作用弱。水矿化度为 2500~5000mg/l,Cl^-上升为 400~800mg/l,在阴离子中占第二位,即 HCO_3^- 或 SO_4^{2-} 高于 Cl^-,$rSO_4\times10^2/rCl$ 低,为 13.31~35.01。本带埋深自 1200m 至 1500m,核三段($E_{2-3}h_3$)顶部 Ⅰ、Ⅱ 油层组属之。

3)水交替阻滞带:受大气降水和地表水渗入影响小,冲刷作用微弱。水的矿化度较高,为 5000~12500mg/l,Cl^-含量达 800~4000mg/l,在阴离子中占第一位,SO_4^{2-} 或 HCO_3^- 含量退

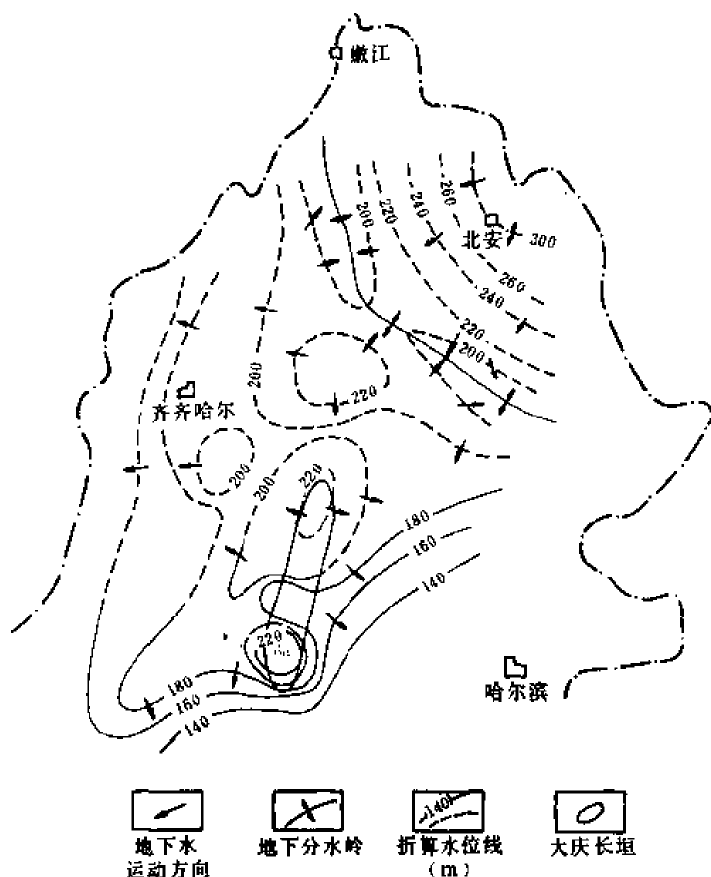


图 7－17　松辽盆地上白垩统姚家组折算水位等值线图
（据刘方槐，1991）

居第二，$rSO_4 \times 10^2/rCl$ 为 40～90。本带埋深自 1500 至 2000m，核三段的Ⅱ油层组属之。

4）水交替停滞带：大气降水和地表水的渗入影响基本停止。水的矿化度升高，达 12500～30000mg/l，Cl^- 占绝对优势，为 4000～10000mg/l，SO_4^{2-} 含量较高。本带埋深大于 2000m，包括核三段下部及其以下深地层。

由上述可见，双河油田的含油层系核桃园组第三段，分布在水交替缓慢带及其以下水文地质带中，受渗入水影响较小，保存条件较好。

在平面上也可划分出上述 4 个水文地质带。凹陷中心为矿化度较高的水交替阻滞带和水交替停滞带，逐渐向边缘过渡为水交替缓慢带，再向外为水交替活跃的水自由交替带，呈不规则的环带状展布（图 7－18）。这主要是盆地边缘渗入水冲刷强度不同造

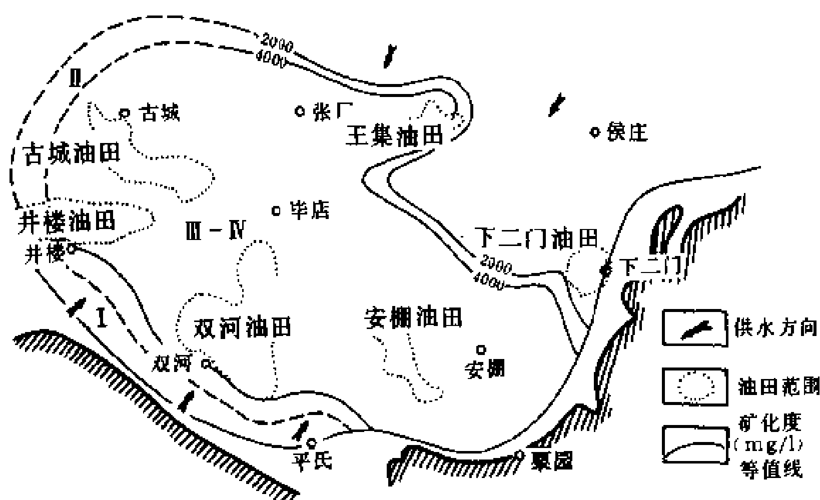


图 7－18　泌阳凹陷核三上段水文地质带划分图
Ⅰ—水自由交替带；Ⅱ—水交替缓慢带；Ⅲ—Ⅳ—水交替阻滞带—水交替停滞带
（据河南石油勘探局勘探开发研究院，1987）

成的。凹陷中心为单一的 $NaHCO_3$ 水型和 $Cl^- \cdot HCO_3^- - Na^+$ 水类，向外逐渐过渡为 $HCO_3^- \cdot Cl^- - Na^+$ 水类。

在泌阳凹陷，探明石油地质储量中有58%分布在水交替阻滞带—水交替停滞带中，36%分布在水交替缓慢带，仅6%在水自由交替带。在水交替阻滞带和水交替停滞带内，由于油气藏埋藏较深，不受渗入水影响，产轻质油；在水交替缓慢带内，由于埋藏变浅，地温降低，生物降解和渗入水冲刷作用增强，原油性质变重；在水自由交替带，一般只有重质油油藏。

以上事实表明，不同的水文地质带具有不同的水动力条件和水化学环境，对油气藏保存所起的作用也是不同的。在地质历史进程中，泌阳凹陷第三系中的沉积水，因压实作用影响，从凹陷中心向凹陷边缘和隆起带运移，而渗入水的方向刚好与此相反。两股水流的交汇处形成的地下分水岭阻止了当时烃类向凹陷边缘的进一步移动。根据目前凹陷内油田的展布来看，在过去的某个时期，地下分水岭的位置，东部超过了下二门油田，西部越过了井楼油田，北部跨过了王集油田，南部又超越了双河油田。这些油田的形成，很可能与其圈闭正处在当时地下分水岭靠凹陷内部一侧有关，为捕获油气、形成油气藏创造了有利条件。推测目前地下分水岭已向着盆地内部收缩，尤以东部为甚，使下二门油田完全处于渗入水影响的范围内，成为目前唯一分布在水自由交替带中的油田。

再如塔里木盆地。总体上，盆地为四周高山环绕的汇水盆地，边缘为山前坳陷或凹陷，地形上为丘陵，地层裸露，剥蚀强烈，为供水区或泄水区所在地。由盆地边缘向内部也可划分出4个水文地质带，即水自由交替带、水交替缓慢带、水交替阻滞带和水交替停滞带（图7-19）。各带特征参见表7-24。

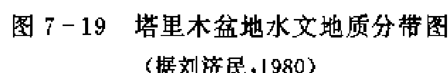


图7-19　塔里木盆地水文地质分带图

（据刘济民，1980）

表 7-24　塔里木盆地水文地质带划分与油气田分布

（据刘济民资料，1980，修改）

水文地质带		自由交替带	交替缓慢带	交替阻滞带	交替停滞带
分布位置		盆地边缘到第一排构造或第一排构造外侧	第一排构造外（或内）侧到第二排构造	第二至第三排构造	潜伏构造区
水化学特征	水型	Na_2SO_4	$CaCl_2$	$CaCl_2$	$CaCl_2$
	水类	$Cl^- - Na^+$	$Cl^- - Na^+$	$Cl^- - Na^+$	$Cl^- - Na^+ \cdot Ca^{2+}$
	矿化度（mg/l）	<10000	10000～100000	100000～320000	150000～320000
	Cl^-（毫克当量%）	<90	94	>96	>98
	Na^+（毫克当量%）	<94	90	<80	<78
	rNa/rCl	>1	塔北<1～70.83 塔南 0.70～0.90	<0.96 <0.86	<0.86 <0.80
	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$	<0	<2	>2	>2
	$\frac{rSO_4\times10^2}{rCl}$	>2	0～2	<1	<0.8
出露层位		古生界、中生界	中、新生界	上第三系、第四系	沙漠覆盖区
距露头远近		本区	近	较远	远
开启程度		开启	局部开启	基本封闭	封闭
油气苗		很多	较多	极少	未发现
构造含油气情况	油田		依奇克里克	柯克亚	沙雅、轮南、东河塘
	工业油气流		吐克尔明		英买力
	油气流	玉力群、东斯布拉克	克拉托、克孜洛依	东秋立塔克、喀桑托开、曲昔、恰克	轮南、塔中
	油气显示	塔克拉克、扬叶、普昌东断阶、比尤勒、古牧、西库木、格列木、阿拉布拉克等	巴什基、奇克、坎亚肯、库姆格列木、吐孜玛杜、牙桑地、棋盘北	明遥路、什塔克、库车塔吾	固满、英吉沙

必须指出，表 7-24 是针对塔里木盆地整体从古生界到新生界所有地层所划分的水文地质带。其中在水交替缓慢带，上部实际上为水自由交替带，中部才是水交替缓慢带，在库车坳陷北部甚至下部也属水自由交替带。其他三个带内，垂直分带与平面上分区一致。

又如滇黔桂地区。该区上震旦统至中三叠统浅海相碳酸盐岩地层广布，其面积占地表面积的 64%～73%。在大气降水和地表水的直接淋滤和渗入下，岩溶地貌十分发育。岩溶水成为地下水的主要类型，约占地下水储量的 70%～80%。因此，在钻井中漏失、放空和涌出淡水等现象屡见不鲜。位于黔西南的兴仁背斜顶部（已出露下二叠统）的兴参井，于井深 2204～2223m 及 2299～2316m（中石炭统）进行混合测试，日产淡水 $100m^3$，水矿化度仅为 899mg/l，Cl^-含量

为 20mg/l，属 $NaHCO_3$ 型。该井整个剖面上石灰岩约占 92%，石炭系的盖层为厚仅 82m 的下二叠统煤系。显然，缺乏良好盖层条件，是水自由交替带向纵深发展的重要原因。

当然，这并不等于说滇黔桂地区各处水自由交替带均可达到这样大的深度。实际上，有的地方离地表很近，却处于水交替缓慢带（如果按矿化度<2000mg/l 定为水自由交替带的底界）。例如，贵州平坝羊昌河地区，地面出露中三叠统，而且正好位于相变带上，北为台地相石灰岩沉积，南为斜坡相泥灰岩－灰质泥岩沉积。羊 2 井在井深 305～325m 井段于泥质灰岩中获得矿化度为 20534mg/l、属 $MgCl_2$ 型的地层水；同一构造的其他浅井在该深度上下均见到矿化度较高（<10000mg/l）的地层水，而且多为 $NaHCO_3$ 水型，表明羊昌河地区在很小的深度上已进入交替缓慢带，而且在该带的局部地区甚至有交替阻滞带的水出现。正如本章前面提到过的，地表渗入水对地层水的交替是极不均匀的。因此，在交替缓慢带中可以出现交替阻滞带，甚至在水自由交替带中出现交替缓慢带或交替阻滞带，即在封闭条件不好地区寻找局部封闭条件较好的地段，是完全可能的。从这一观点出发，在碳酸盐岩分布地区，对容易造成封闭条件局部变好的岩性圈闭和生物礁圈闭等必须给予重视。

碳酸盐岩分布地区，地表渗入水的交替作用同样随着深度增加而减弱，再加上碳酸盐岩剖面上或多或少会出现泥页岩或膏盐岩层段，可构成隔、盖层，从而在一定条件下，在一定深度段，封闭条件变好是完全可能的。

滇黔桂地区油气苗广布，贵州地区还有古油藏破坏形成的沥青，说明有过油气聚集过程，只要避开构造破坏比较严重的地区（水自由交替带），在保存条件相对较好的地段（水交替缓慢带或水交替阻滞带），还有可能找到工业油气藏。

综上所述，水文地质对油气藏保存的意义可归纳如下：

1）地下分水岭或折算压力平衡线标志着目前地表渗入水进入盆地或坳陷内部的极限位置。其外侧为水自由交替带，不利于油气藏的保存；其内侧依次出现水交替缓慢带、水交替阻滞带和水交替停滞带，它们的水交替强度依次变弱，油气藏保存条件逐渐变好，而且这时的水交替作用主要表现为渗入水和盆地内部沉积水之间由于浓度（矿化度）不同，产生的离子扩散作用。这是造成盆地边缘到盆地内部水的矿化度逐渐增加的主要原因，并不是渗入水向盆地内部流动过程中溶解岩石内可溶组分使之不断浓缩的结果。因此，地下分水岭是确定盆地油气田分布的理想边界线。

2）无论垂直分带还是横向分带，油气藏均主要分布在水交替阻滞带和水交替停滞带内。因此，垂直分带是选择勘探目的层、横向分带是划定目的层含油气有利地区的重要手段。

3）在地面缺乏盖层的碳酸盐岩裸露地区，地表渗入水循环可以达到地下很大深度，导致水自由交替带的厚度大增，对油气藏保存不利。但即使在水文地质开启程度高的大区内，一定条件下，也有局部保存条件相对较好，即水文地质开启程度低的地段存在。

4）目前在交替缓慢带甚至在自由交替带中发现的油田（如泌阳凹陷），一般都为重质油（原油相对密度为 0.9 左右）油藏，显然是渗入水破坏的结果。但在地质历史进程中，这类油田无疑曾位于地下分水岭靠盆地（坳陷）内部一侧。随着压实作用减弱，压实水流形成的水动力也随之减弱，渗入水水动力相对增大，导致地下分水岭逐渐向盆地内部收缩，从而使得早先形成的油气藏暴露在渗入水影响的范围内。因此，通过古水文地质研究，确定出不同时期地下分水岭的位置，对评价油气藏的保存条件很有意义。

势值(平均值)之比,也很重要。从Ⅰ级到Ⅲ级水化学异常,其主要标志的衬度是由高到低的。

上述异常级别的划分,只是单纯考虑了水化学找油气标志。实际工作中,必须结合区域石油地质条件来进行划分。如应用甲烷的碳同位素研究成果,认识 $\delta^{13}C_1$ 的浓度是属于石油伴生气,还是生物成因气范畴。如果是前者,其含油气远景评价的级别高;如果是后者,则级别低。

2. 预测举例

以松辽盆地南部为例作进一步说明。本区应用的水化学标志有:常量组分、微量组分、U^{6+}、可溶气态烃、苯、酚、紫外吸收光谱等。它们的含量或浓度如表 7-26 所示。

表 7-26 松辽盆地南部水化学组分表

(据刘崇禧,1988)

指标		最大值	最小值	平均值
常量组分(毫克当量/l)	Na^+	15.95	2.36	8.21
	Mg^{2+}	15.63	1.66	6.44
	Ca^{2+}	8.26	0.97	5.51
	Cl^-	16.70	0.21	5.34
	SO_4^{2-}	2.21	0.29	1.02
	HCO_3^-	24.05	8.73	13.17
	矿化度(mg/l)	3092.50	404.00	1074.97
微量组分(μg/l)	Li^+	25.00	5.00	16.50
	Ni^{2+}	108.00	2.50	10.00
	Mn^{2+}	102.50	10.20	32.50
	Cu^{2+}	98.00	7.00	28.20
	Sr^{2+}	364.00	5.00	191.50
有机组分(μg/l)	甲烷(μl/l)	21553.40	0.07	22.39
	酚	14.00	0.00	2.30
	苯	8.00	0.00	0.89
紫外吸收光谱($\lg E\times1000$)		1.85	0.24	0.70
$U^{6+}(\times10^{-9})$		3.00	0.20	1.20
$\delta^{13}C_1$(‰,PDB)		−42.00	−74.20	

通过概率检验,采用均值加标准偏差及判别分析方法,确定出在本区反映油气信息最灵敏的标志——可溶气态烃、苯、酚和紫外吸收光谱的异常下限值,再圈出它们的异常区,并叠置于常量组分的典型趋势面分析图上,即构成综合水化学特征异常图。考虑到土壤吸附烃气和壤气汞的测量结果,提出了 7 个水化学异常。

(1)八郎西异常

位于扶余构造带八郎—大洼鼻状构造上,与新北油田有相似的地质背景与成油条件。水中可溶气态烃、酚、紫外吸收光谱、Cl^- 及 $rSO_4\times10^2/rCl$ 等标志,有较强的异常显示,异常衬度在 2~2.5 之间,各标志异常点间叠合较好,该异常不仅在潜水中有显示(5 个潜水异常点),而且在深处(Q_1—N)的承压水中亦有显示 (3 个测点)。异常面积约 $35km^2$。

(2)海坨子西南异常

位于缓坡带的海坨子构造上。水中可溶气态烃、酚、紫外吸收光谱及 Cu^{2+} 等标志均有较强的异常显示，衬度为 2.33，由 5 个潜水点异常组成。壤气汞亦有异常显示。异常面积约 38km²。

(3)乾安西北异常

位于向斜鞍部的乾安北构造上。异常具有多标志叠合的特点，其中酚、可溶气态烃、紫外吸收光谱、Cl^-、Cu^{2+}、Ni^{2+} 等标志的异常显示较好，$\delta^{13}C_1$ 为 -43‰，衬度为 2～2.5。由 3 个承压水异常点和 6 个潜水异常点组成。壤气汞和土壤吸附烃气均有异常显示。异常面积约 50km²。

(4)巨字井异常

位于巨字井鼻状构造上。异常由紫外吸收光谱、酚和可溶气态烃等组成，与壤气汞和土壤吸附烃气异常叠合较好。

(5)大情字井北异常

位于大情字井构造北部，处于河湖过渡带的保安砂岩体上，是一个由多标志异常组合而成的异常。其中酚、可溶气态烃、紫外吸收光谱等标志显示良好，衬度大(2.5～9)。异常由 6 个潜水异常点和 6 个承压水异常点组成。面积约 85km²。

(6)大麻苏北异常

与大情字井北异常所处的构造位置基本一致。异常由酚、紫外吸收光谱、Cl^-、Cu^{2+}、Ni^{2+} 等组成，衬度在 2～3 之间，由 5 个承压水异常点和 6 个潜水异常点组成。面积约 50km²。

(7)黑帝庙异常

该异常带位于长岭凹陷中心的黑帝庙构造上。异常由酚、可溶气态烃、紫外吸收光谱、Cl^-、Cu^{2+}、Ni^{2+} 等组成，衬度为 2～3，由 3 个承压水异常点和 11 个潜水异常点组成。异常呈东西向展布，面积约 80km²。

1984 年，在所圈定的(2)号(海坨子西南)和(5)号(大情字井北)异常内进行钻探，获得了工业油流。表明根据水化学特征圈定的异常，在评价区域含油气远景方面是很有意义的。

二、水文地质条件的综合评价——以四川盆地二叠系下统为例

1. 评价原则

(1)单宽流量

其定义是，在水动力场作用下通过单位宽度的油气流量。某一地质历史时期评价层(目的层)单宽流量的展布情况，反映了可供聚集的油气多少。单宽流量越大，形成油气聚集的物质条件越好；反之则越差。

(2)古今水动力条件

不同时期评价层的油气运移方向，展现在评价层的油气势等值线图上。它不仅能反映从高势区向低势区运动的总趋势，而且也可反映出形成油气汇流的地带。显然，继承性的低势汇流区，对油气聚集最有利。

(3)地下分水岭(折算压力平衡线)位置

它决定着油气藏的保存环境。无疑，受渗入水影响较强烈的地区，不利于油气藏的保存。

(4)水文地球化学条件

根据地层水矿化度、rNa/rCl、$rSO_4\times10^2/rCl$、$\delta^{18}O$ 和 F_1 值将四川盆地二叠系划分为渗入水影响区、过渡区和沉积水分布区(表 7-27)。

区，形成工业性气藏的可能性较低。只有盆地内部大片沉积水分布区，大约占盆地面积的2/3以上，水文地球化学标志具有二高三低的特征（表7-27），即高矿化度、高的氧重同位素含量，低rNa/rCl，低$rSO_4\times10^2/rCl$以及低F_1值。气藏保存条件优越，但各处仍有差别。按其油气聚集和保存条件可细分为5个等级的含气区。

Ⅰ级含气区：分布于泸州和自贡一大足两地区，处在乐山一泸州继承性古隆起的低气势富气区的核心部位，也正处在现今保存条件较优越的水、气势低值区。白垩纪—早第三纪天然气的单宽流量达3～4亿m^3/m，具备最优的成藏条件，目前已形成阳新统天然气的主要开发区块。北部大足一安岳一内江一片，勘探程度较低，是找气有利地区。

Ⅱ级含气区：位于Ⅰ级含气区的东西两侧。西侧以威远背斜为主体，包括寿保场构造和自流井坳陷的观音场、大塔场等构造；东侧以重庆附近的南北向构造带为主。白垩纪—第三纪天然气单宽流量为2～3.5亿m^3/m。近年勘探已有所发现，威远构造可望获得一定的含气面积；相国寺、东山、梁董庙、走马岭、丹凤场、临峰场等背斜均已获工业气流，应进一步搞清地腹构造，加强勘探，前景可观。

Ⅲ级含气区：分布于乐山以西到邛崃至合川一线，即Ⅰ、Ⅱ级含气区的外围，川东也属此区。前者保存条件优越，但地史中聚集油气的条件较Ⅰ、Ⅱ区差；后者的高陡背斜保存条件也较差，但其中的低缓和潜伏构造的保存条件很好，且处于地史中相对低的气势部位，具一定的聚气条件。该区大面积勘探程度较低，近年来在川东的张家场、卧龙河、新市、双龙及统景、大池干等构造已发现阳新组气藏。因此，本区潜力较大。

Ⅳ级含气区：分布在三个地区。①渝东一涪陵以西，该区在地史中虽具较好的聚气条件，但断层发育，构造褶皱强烈，成藏及保存条件较差，近年来仅在佛耳崖、座洞崖、黄草峡获得较小的天然气流；②华蓥山西侧的龙女寺一广安一川东的北部；③中坝一广元一南江一带。后二者在地史中聚气条件相对较差，但处于相对较低的势值区，因此有一定的成藏条件。目前，除在川东的北部雷音铺、沙罐坪和川西北河湾场等构造获工业气流，在龙女寺构造见少量天然气外，其余大片地区未见天然气流，有待进一步勘探。

Ⅴ级贫气区：川西一川北坳陷地区，在地质历史进程中一直处于异常高势区，形成油气汇流的条件差，油气单宽流量低，白垩纪一第三纪天然气单宽流量在1.5亿m^3/m以下。目前仅在老关庙构造获气流，储集层物性差，平均孔隙度小于0.5%，阳新组现埋深在6000m以上。因此，目前尚无多大勘探价值。

参考文献

王尚文等.1983.中国石油地质学.北京：石油工业出版社

刘方槐.1982.古水文地质研究方法及其在四川地区的应用.天然气勘探与开发，(2)

刘方槐.1985.川南阳新统古水文地质分析及气源探讨.成都地质学院学报，(1)

刘方槐等.1991.油气田水文地质学原理.北京：石油工业出版社

刘崇禧等.1988.水文地球化学找油理论与方法.北京：地质出版社

江继纲.1981.江汉盆地咸水湖相潜江组油气的生成.石油学报，2(4)

地质矿产部水文地质工程地质研究所等.1987.油田古水文地质与水文地球化学——以冀中坳陷为例.北京：科学出版社

汪蕴璞等.1980.四川盆地西南地区三叠系卤水形成问题．见：国际交流地质学术论文集

(5). 北京：地质出版社

陈力. 1983. 油田水中的碘溴元素及其地球化学意义. 石油实验地质，5(1)

陈发景等. 1989. 压实与油气运移. 武汉：中国地质大学出版社

苏林 B A. 1946.（王成义译）. 天然水系中的油田水. 北京：石油工业出版社

张金来. 1982. 中国陆相油田水的基本特征与分类. 见：石油地质文集(6)——油气. 北京：地质出版社

张金来. 1983a. 中国油田水 D 函数规律及其形成. 地质科学，(1)

张金来. 1983b. 中国东部中、新生代陆相广盆与槽盆油田水化学场比较. 石油与天然气地质，4(2)

张继铭等. 1984. 四川盆地碳酸盐岩油气田. 天然气勘探与开发，(4)

邸世祥. 1991. 油田水文地质学. 西安：西北大学出版社

杨传忠等. 1991. 黄平凹陷油气保存条件分析. 天然气勘探与开发，(3)

杨家琦等. 1989. 四川盆地阳新统水文地质条件对油气运移、聚集与保存控制的探讨. 见：天然气地质研究论文集. 北京：石油工业出版社

杨绪充. 1985. 东营凹陷水文地质条件与油气. 华东石油学院学报，(4)

杨绪充. 1986. 济阳坳陷古水文地质条件与油气聚集. 石油实验地质，8(3)

杨绪充. 1989. 论含气盆地的地下水动力环境. 石油学报，10(4)

柯林斯 A G. 1984.（林文庄等译）. 油田水地球化学. 北京：石油工业出版社

黄福堂. 1988. 松辽盆地北部地层水中可溶烃类分布特征及其与油气关系. 石油学报，9(2)

普里克郎斯基 B A 等. 1949.（地质部编译出版室译）. 地下水的物理性质和化学成分. 北京：地质出版社

童崇光等. 1985. 油气田地质学. 北京：地质出版社

谢家声. 1980. 一个值得注意的地质信息——酚. 古潜山，(4)

夏建慧. 1983. 松辽盆地北部扶余油层地层水变异及其有关问题的探讨. 大庆石油地质与开发，(3)

Hubbert M K . 1953. Entrapment of petroleum under hydrodynamic conditions, Bull. AAPG, 37(8)

第八章　天然气地质特征

天然气与石油有很多共同的方面，如在成因上，有机成因天然气与石油关系密切。所有生油岩，在其各演化阶段，都不同程度生成天然气，甚至很难把生气岩和生油岩截然分开。天然气藏的形成条件大体与油藏相同，都需要经过初次和二次运移，在圈闭内形成聚集；两者都要求具备类似的储集、封盖、圈闭和保存条件。天然气藏与油藏一样，都可以按圈闭类型进行分类，在本书第十一章第一节中有详细论述。

但是，天然气相对石油又有某些不同的特征。如成因上，天然气比石油更具有多源性，甚至可以无机成因。有机成因的天然气，生成于有机物生烃过程的始终，比石油生成开始早，结束晚。天然气和石油在分子大小、密度、粘度和扩散能力等物理性质方面也有明显差异，这些差异决定了天然气对储集层和盖层的要求，与石油有所不同。天然气的分子比石油的小。从表8-1可见，天然气组分中，分子直径最小的甲烷和石油组分中分子直径最小的正己烷相比，后者比前者大1倍左右。天然气密度比石油小，常温常压下甲烷的密度为0.00073～0.00093g/cm³，石油的密度一般为0.8～0.9g/cm³。天然气粘度比石油小，天然气的粘度为0.01～0.2mPa.s，石油在常温常压下粘度为1至数百毫帕秒。天然气的扩散能力比石油更强，在潮湿的粘土中，气态烃($C_{1\sim4}$)的扩散系数为$(1.35\sim4.8)\times10^{-6}cm^2/s$，而液态烃($C_{5\sim8}$)则小得多，例如：异辛烷($iC_8$)的扩散系数为$4\times10^{-8}cm^2/s$，石油中分子量大于异辛烷的碳氢化合物的扩散系数就更小。此外，天然气吸附能力和表面张力也比石油小，而溶解度比石油大，非润湿性比石油强。天然气这些物理性质，决定了天然气比石油具有更大的活动性，能够在比石油储集层物性更差、较致密岩层中运移和聚集成藏，包括致密气藏和水溶性气藏，而对盖层的要求则比石油严格得多。由于天然气藏形成条件的特殊性，故其具有某些特殊的分布规律。

本章不准备全面叙述天然气地质的各个方面。对于与石油地质共性的内容，在本书有关章节已有详细的论述。本章只着重讨论有关天然气地质中的一些特殊问题。

表8-1　烃类天然气和原油组分分子有效直径对比表

组　分	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	iC_4H_{10}	N_2	nC_5H_{12}	nC_6H_{14}	杂环结构烃
常温常压下相态	气		相			液	相	
分子直径(Å)	3.8	4.4	5.1	5.3	3.8	5.8	5.9	10～30

第一节　天然气地球化学特征

一、天然气的分类

可按不同的原则对天然气进行分类(表8-2)。通常，根据生成天然气的原始物质可划分为无机成因气、有机成因气及混合成因气。

表 8-2 中国天然气分类表

(据戴金星等,1989)

<table>
<tr><th rowspan="3">划分原则</th><th rowspan="3" colspan="2">原始物质</th><th rowspan="3">化学作用形式及成熟度</th><th colspan="4">组分</th><th rowspan="3">相态</th></tr>
<tr><th rowspan="2">湿度</th><th colspan="2">非烃</th><th rowspan="2">He/Ar</th></tr>
<tr><th>CO_2</th><th>H_2S</th></tr>
<tr><td rowspan="4">类型</td><td colspan="2">无机成因气</td><td rowspan="4">生物气
热解气
裂解气</td><td rowspan="4">干气
湿气</td><td rowspan="4">二氧化碳气
富二氧化碳气
高二氧化碳气
低二氧化碳气
微二氧化碳气</td><td rowspan="4">硫化氢气
高硫化氢气
低硫化氢气
微硫化氢气</td><td rowspan="4">现代气
混合气
古代气</td><td rowspan="4">游离气
溶解气
吸附气
固体气</td></tr>
<tr><td colspan="2">混合成因气</td></tr>
<tr><td rowspan="2">有机成因气</td><td>油型气</td></tr>
<tr><td>煤成气</td></tr>
</table>

1. 成因分类

(1)无机成因气

无机成因气多形成在地幔和地壳深处,并往往通过板块的俯冲带、缝合线、裂谷带、"冷断层"以及岩浆和火山活动等向地表运移,但部分无机成因气也可在地壳浅处的沉积岩(物)中聚集。单组分的无机成因气如 CH_4,C_2H_6,CO_2,He,Ar,Ne,Kr,Xe,N_2 和 H_2S 在沉积岩中较常见,但通常还是与有机成因气共存形成混合气。纯无机成因的天然气(即天然气中各组分均为无机成因的气),只有在一些特殊地质背景下出现。例如在黑龙江省五大连池市火烧山火山东南麓玄武质火山砾中从科研泉出来的天然气;云南省腾冲县硫磺塘火山期后热喷泉中的天然气。

CH_4,C_2H_6,C_3H_8,CO_2,N_2,H_2S 这些单组分气体,可以是无机成因,也可以是有机成因,但在沉积岩或地表遇见的这些组分气体多数为有机成因。稀有气体即氦、氩、氖、氪、氙和氡,均为无机成因。无机成因的惰性气体有三种主要形成途径,以氦为例论述于后。

1)地幔成因:地幔氦是地球形成时从宇宙星云中获取的,其同位素组成以 ^3He 为主,目前主要分布在地球内部,往往通过洋脊、缝合线、深大断裂和岩浆火山活动带运移至岩石圈乃至地表。五大连池科研泉和翻花泉天然气中的氦大部分是地幔成因,因 R/R_a(R 为样品的 $^3He/^4He$ 值,R_a 为大气的 $^3He/^4He$ 值)分别高达 2.98 和 3.16,远远大于地壳岩石中氦气和地壳放射成因氦的 R/R_a 值(0.06~0.35)。

2)放射成因:由铀、钍等放射性元素自发裂变及诱发裂变形成,其同位素组成以 ^4He 为主。柴达木盆地涩北二号气田新涩深1井天然气中氦的 R/R_a 值为 0.03,$^3He/^4He$ 为 $(4.19\pm0.65)\times10^{-8}$,具有放射成因氦的特征。

3)宇宙成因:大气圈上层的宇宙射线轰击氮产生了氚,氚进一步反应形成宇宙成因的 ^3He。此成因的氦在地球上很少。

(2)有机成因气

成气的原始物质是有机物。根据烃源岩的干酪根类型可分为油型气和煤成气两种。

1)油型气:Ⅰ、$Ⅱ_1$ 型干酪根在未成熟期、成熟期和过成熟期生成的天然气属之。松辽盆地红岗油田明水组(K_2m)生物气藏,属未成熟期形成的油型气;一般油田伴生气和气顶气为成熟期形成的油型气;四川盆地威远气田灯影组(Z_2dn)气藏为过成熟期油型气。未成熟期和过成熟期的油型气均可形成气藏,是天然气勘探的主要对象。

2)煤成气：Ⅱ$_2$、Ⅲ型干酪根，主要指腐殖型煤系、亚煤系中的煤及分散有机质在成煤过程中，包括未成熟期、成熟期和过成熟期生成的天然气。柴达木盆地涩北一号、二号气田是未成熟期形成的煤成气；四川盆地须家河组(T_3x)天然气主要是成熟期形成的煤成气；中原油田文留沙四段(E_2s_4)气藏天然气主要是高成熟至过成熟期形成的煤成气。

(3)混合成因气

系指由不同成因的天然气混合而成。既可是无机成因气和有机成因气的混合，也可是有机成因的油型气和煤成气的混合，甚至是不同期不同源的油型气的混合，以及不同期不同源的煤成气的混合。

混合气在自然界中很普遍，在气田气、油田气和热(冷)泉气中均可见到(表8－3)。表8－3所列天然气均含有无机成因的稀有气体氦和氩组分。根据烷烃气的碳同位素组成，当$\delta^{13}C_1$小于－30‰和烷烃气具正碳同位素系列时，是有机成因烷烃气；而$\delta^{13}C_1$大于－30‰的甲烷一般是无机成因。由此可判定，表8－3中除内蒙古热水镇天然气甲烷为无机成因外，其他天然气中甲烷$\delta^{13}C_1$均小于－30‰，或具正碳同位素系列特征，故均为有机成因。由于$\delta^{13}C_{CO_2}$大于－8‰的二氧化碳为无机成因，$\delta^{13}C_{CO_2}$小于－10‰的为有机成因，由此可见崖13－1－1井、万6井和五大连池南泉天然气中的二氧化碳是无机成因，其他天然气中二氧化碳均为有机成因。

表8－3　中国不同产状天然气中的混合气数据表

项　目		气田气		油　田　气				热(冷)泉气	
气样地点		威远 威2井	万金塔 万6井	冀中 马21井	长春 尾4－6井	苏北 富18井	独山子 独390井	赤峰 热水镇温泉	五大连池 (冷泉)
气的组分(%)	N_2	8.33	0.77	11.24	1.25	10.55	2.11	97.84	15.43
	CO_2	4.86	97.77	2.19	0.57	1.48	0.18	0.19	84.23
	CH_4	85.07	1.39	82.30	77.04	67.58	86.61	0.26	0.14
	C_2H_6	0.11		1.47	10.34	9.24	8.07		
	C_3H_8			1.17	6.68	5.59	2.12		
	iC_4H_{10}			0.33	1.57	1.01	0.38		
	nC_4H_{10}			0.60	1.66	2.46	0.36		
	iC_5H_{12}			0.28	0.50	0.46	0.09		
	nC_5H_{12}	(H_2S) 1.31		0.29	0.35	0.55	0.07		
	Ar	0.053	0.03	0.098	0.02	0.04	0.015	1.05	0.147
	He	0.250	0.04	0.050	0.008	0.030	0.0066	0.66	0.052
$\delta^{13}C$(‰,PDB)	$\delta^{13}C_1$	－32.33	－40.14	－48.07	－46.61	－44.70	－35.36	－22.74	－74.84
	$\delta^{13}C_2$	－31.36		－28.58	－30.27	－30.88	－25.88		
	$\delta^{13}C_3$			－26.96	－27.94	－28.08	－25.64		
	$\delta^{13}C_4$			－26.90	－27.90	－27.82	－24.12		
	$\delta^{13}C_{CO_2}$	－11.16	－4.31	－17.78	－17.37	－16.36	－15.83	－16.05	－6.87

除了一些特殊例外，岩石圈中天然气几乎多是混合气，因为这些天然气一般除含有占很大比例的有机成因的烷烃气、二氧化碳和氮等组分外，还总含有少量无机成因的稀有气体组分。

2. 有机质热演化的成熟度分类

(1)生物气

生物气是Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ型干酪根在未成熟期内(R_o<0.5%)通过甲烷生成菌的生物化学作用形成的天然气。这种气组分的突出特征是以甲烷为主,C_{2+}含量通常小于0.5%,属干气。由于甲烷生成菌活动温度一般不能高于75℃,故生物气通常是在75℃以下生成。最适于甲烷生成菌繁殖的温度是35～42℃,也是生物气生成强度最大阶段。按生气母质性质,生物气又可分为:①煤型生物气(煤系或亚煤系或腐殖型有机物经生物化学作用形成),如:柴达木盆地东部第四系生物气;②油型生物气(腐泥型有机物经生物化学作用形成),如:松辽盆地红岗油田的明水组气藏。

(2)热解气

Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ型干酪根在成熟期内(R_o=0.5%～2.0%,地温约60～200℃),通过热解作用形成的天然气,均为湿气。此阶段成烃的特点是油气同生,但不同类型母岩形成油气的比例不同:Ⅰ和$Ⅱ_1$型干酪根在R_o为1.3%之前是生油为主、生气为辅的成烃阶段,气往往溶解于原油之中,故常称之为溶解气或伴生气;在R_o为1.3%之后(高成熟阶段),基本上是生气为主、生油为辅的成烃阶段,在地下以凝析气形式存在。$Ⅱ_2$和Ⅲ型干酪根在整个成熟期内基本上始终具有生气为主、生油为辅的成烃特征,而且往往是生成凝析油或轻质油,属煤成油范畴。据统计,有机质演化各阶段形成的气态烃中,热解气占82%。

(3)裂解气

Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ型干酪根在过成熟期内(R_o为2.0%～5.0%,地温在200℃以上),通过热裂解作用形成以甲烷为主的干气。即使本阶段之前生成的液态烃,进入本阶段后,也都裂解为热稳定性高的甲烷。在有机质演化各阶段形成的气态烃中,裂解气占11%。

二、天然气的组分及地球化学特征

天然气按化学组成可分为烃类气体与非烃气体两类。烃类气体主要指甲烷和$C_{2\sim4}$重烃气;非烃气体常见的有CO_2,N_2,H_2S及He,Ar等稀有气体。现分别对其地球化学特征叙述于后。

1. 烃类气体

(1)组分和同位素组成特点

根据中国主要含油气盆地的天然气(表8-4)、煤矿瓦斯、地表气苗及温泉约1000个气样组分的频率分布图(图8-1),中国天然气中以烷烃气组分为主,烷烃气含量大于95%的样品占总样品数的55%以上。在烷烃气中又以甲烷为主要组分,甲烷含量高峰分布于85%～100%的样品,占样品总数的65%左右。在烷烃气中重烃气($C_{2\sim4}$)含量很低,其含量高峰值主要分布在0%～2%,约占总样品的46%,重烃气含量最大者不超过50%。

对在中国各种地质条件下,不同成因和产状的烷烃气的碳、氢稳定同位素组成进行了研究。中国烷烃气中各组分的$\delta^{13}C$频率分布具有表8-5所列特征。

从表8-5可见,随着烷烃气中碳分子数增加,$\delta^{13}C$主频率区间值变重和区间差值缩小,$\delta^{13}C$主频率段最轻界限值变重。

根据中国主要含油气盆地中280个气样的$\delta D_{1\sim4}$频率分布可知,δD_1值主频率峰在-210‰至-215‰;δD_2值主频率峰在-120‰至-125‰;δD_3的主频率峰在-155‰至-120‰;δD_4主频率峰在-155‰至-160‰。与$\delta^{13}C$频率分布特征一样,随烷烃气中碳数增加,δD频率区间值变重,展布范围缩小,δD最轻界限值变重。

表 8-4　中国主要含油气盆地天然气组分数据表

盆地	井号	井段(m)	层位	气体组分(%) CH₄	C_2H_6	C_3H_8	iC_4H_{10}	nC_4H_{10}	iC_5H_{12}	nC_5H_{12}	H_2S	CO_2	N_2	Ar	He	H_2
四川	卧 17	1643.68～1662.43	$T_1j_4^1—T_1j_3^1$	94.41	0.71	0.14	0.017	0.045	0.012	0.010	2.88	0.10	1.34	0.013	0.023	0.010
四川	卧浅 1	290.45～291.45	T_2xn	96.43	0.86	0.39	0.126	0.160	0.048	0.022	0.14	0.97	0.61	0.004	0.025	0.069
四川	威 2	2836.5～3005	Z_2	86.39	0.12						1.24	4.81	7.14	0.041	0.247	0.022
四川	中 3	2541～2625	T_3x_2	90.61	6.13	1.71	0.363	0.340	0.133	0.096	0.00	0.35	0.19	0.007	0.017	0.005
四川	中 40	3110～3126.5	T_2l_3	83.14	4.51	0.60	0.177	0.273	0.120	0.165	5.35	4.18	1.11		0.053	0.004
四川	角 35	2682.4～2589.0	$J_1z_4^1$	89.97	6.0	1.94	0.719		0.405				0.72			
鄂尔多斯	任 4	2299～2303	P_1s_1	91.09	4.79	0.70						0.19	3.23			
鄂尔多斯	林 1	3431.94～3500.0	O_1	94.16	0.66	0.10	0.01	0.01						0.06	0.03	
鄂尔多斯	麒参 1	2788～2792	O_1	97.57	0.15	0.15	0.03	0.02	0.02	0.01		1.00			0.03	0.01
鄂尔多斯	刘庆 1		P	94.50	0.20							0.73	4.57			
鄂尔多斯	华 11-32	1304～1318	T_3y_9	57.94	10.05	10.02	2.02	3.49	4.27	4.30		0.69	5.42			
三水	水深 3	1103.6～1106.0	E_1b_3	65.63	6.85	2.53	0.32	0.60	0.10	0.17		12.54	10.97			
三水	水深 9	1429.17～1432.67	E_1b_2	0.194	0.023	0.024	0.035		0.032		0.002	99.55	0.255		0.013	
琼东南	崖 13-1-2	3708.8～3725.8	E_3l	88.95	2.01	0.55	0.13	0.13	0.06	0.04		8.00				
辽河	兴 20		$E_3s_1^{下}$	92.33	1.06	1.98	0.23					0.15	0.40			
渤海湾 黄骅	板 8	2714.4～2764.0	$E_3s_1^{上}$	93.81	3.13	1.51	0.39	0.59								
渤海湾 黄骅	港深 11	3822～3905.8	$E_3s_1^{下}$	82.12	7.19	4.25	0.68	1.83	0.62	0.68		2.13	0.16			
渤海湾 黄骅	岐 81	2239.2～2241.4	E_3s_1	81.41	3.42	4.81	1.35	2.57	0.77	0.72				0.03	0.013	
渤海湾 冀中	泉 20	2179.6～2251.0	E_2s_3	86.36	5.62	2.94	0.61	0.84	0.32	0.27		1.20	1.55			
渤海湾 冀中	苏 4	4468～4650	O	84.55	9.28	2.42	0.28	0.33	0.06	0.04		2.89	0.15			
渤海湾 冀中	苏 20	3344.6～3392.4	P	79.5	10.4	4.32	0.89	1.25	0.33	0.32		1.68	1.08			

续表

盆地		井号	井段 (m)	层位	气体组分(%)												
					CH_4	C_2H_6	C_3H_8	iC_4H_{10}	nC_4H_{10}	iC_5H_{12}	nC_5H_{12}	H_2S	CO_2	N_2	Ar	He	H_2
渤海湾	东濮	文 23	2812.2～3026.8	E_2s_4	93.67	1.88	0.35	0.09	0.12	0.07					0.045	0.011	0.003
		濮深 1	4424	C－P	66.0	23.0	5.00	6.00									
	济阳	孤气中 7－5	1036.2～1109.8	N_1 $_2m$	97.00	0.54	0.04						0.36	2.06			
		桩古 2	3574.5～3582.5	O	59.58	14.64	10.86	1.41	4.14	0.52	1.53		4.48	2.83			
		义 37－15	3113.6～3127.0	E_2s_3	44.96	13.81	11.41	1.23	3.83	0.75	0.98		4.88	17.67			
松辽	南部	气 18	369.0～378.0	K_2m	93.37	0.22	0.02						0.75	5.53	0.070	0.048	
		农 10	708～869	K_1q_4	93.40	3.13	0.57	0.43									
		乾 4－1	1763.0～1770.0	K_2q^3	64.26	4.10	1.72	0.12	0.31	0.03	0.06		7.46	21.91			
	北部	肇深 1	2860～2870	基岩油层	92.96	3.26	0.488	0.246									
		升 58	1696.4～1953.6	K_1q-K_1d	91.36	1.52	0.30	0.02	0.03	0.01	0.01		0.11	6.64			
		朝 57	643.4～646.6	K_1x	97.06	0.20	0.09	0.04	0.01	0.24	0.60		0.04	1.72			
苏北		永 7	3013.0～3029.4	E_2d	81.56	9.09	4.29	0.63	1.79	0.50	0.69		0.60	0.85	0.0048	0.011	
		周 2	950.4～962.4	N_1y	96.52									3.47			
准噶尔		牧 3	528.6～532.0	J_2	90.10	0.49	0.78	0.80	0.63	0.65	0.19		0.71	5.64			
		独 85	575～597	N_2	81.46	9.90	5.34	1.43	0.34				0.33	1.20			
		红 72	1806～1870	T_2^1	94.0	2.19	0.69	0.51	0.27	0.27	0.04		0.38	1.62			
		车 30	2369.0	C	97.24	1.16	0.16	0.08	0.02	0.03			0.64	0.66			
塔里木		依 464		J	85.38	6.05	3.55	0.92	0.85	0.51	0.24		0.39	2.11			
		柯 7	3247.5～3303.92	N_1	80.24	9.78	8.13	0.49	1.00	0.17	0.34			4.67			
		沙参 2	5360～5391	O	79.42	6.45	2.88	0.57	1.11	0.38	0.43		3.72	4.41		0.07	
柴达木		涩 21	1479.2～1482.0	O_{1+2}	99.21	0.25	0.06						0.44		0.037		
		南 5	2882.6～3488.2	N_1,E_2x	91.67	4.24	1.51	0.22	0.29	0.08	0.07		0.22	1.19			

1)成熟作用：从未成熟→成熟→过成熟阶段，天然气中甲烷含量由高→低→高，重烃气相对含量由低→高→低(表8-7)。热模拟实验结果(图8-2)与此特征基本吻合。

表8-6 中国主要油气区有机成因烷烃气正碳同位素系列数值表

盆地	井号	层位	$\delta^{13}C$(‰,PDB)			
			$\delta^{13}C_1$	$\delta^{13}C_2$	$\delta^{13}C_3$	$\delta^{13}C_4$
松辽	金6	K_2q_{2-3}	-52.50	-41.53	-34.01	-32.52
	升81	K_2q_{2-3}	-32.45	-31.91	-29.59	
	红201	K_2y_{2+3}	-50.64	-36.05	-29.51	-29.43
渤海湾	双32-22	E_3s_1	-38.63	-27.26	-26.95	-25.48
	苏402	O	-37.73	-25.87	-24.09	-23.92
	文23	E_2s_4	-27.80	-24.31	-24.11	-23.90
渤海海域	锦20-2-6D	M_2	-35.95	-26.41	-25.21	-22.82
鄂尔多斯	任11	P_1x	-33.37	-25.95	-25.08	-24.39
	塞18	T_3y_5	-46.73	-37.70	-33.35	-32.86
	洲1	O	-32.17	-25.20	-23.87	-23.12
四川	角2	J_1z_1	-46.26	-32.81	-30.00	-29.82
	中31	T_3x_2	-36.44	-25.61	-24.01	-23.64
	成4	T_1j	-34.24	-29.02	-27.09	-25.95
柴达木	跃11-6	$E_2g^{下}$	-42.04	-28.69	-26.31	-26.21
	南5	$E_3g^{上}-E_2g^{下}$	-38.57	-25.60	-24.06	-23.86
吐-哈	陵4	J_2s	-40.23	-26.95	-25.50	-25.25
准噶尔	独68	N_1	-40.38	-27.45	-22.66	-20.99
	火南1	P_2p	-47.6	-41.1	-35.0	-32.7
	八区J-55	T	-45.15	-32.77	-32.02	-30.66
塔里木	依590	J	-31.08	-23.50	-22.14	-22.10
	沙参2	O	-39.8	-31.0	-29.2	
苏北	真98	E_2d	-44.46	-28.37	-27.34	-27.30
	东60	E_1f_2	-50.00	-42.97	-29.06	-28.91
三水	水深44	E_1b_3	-46.79	-33.10	-28.26	-28.00
琼东南	崖13-1-2	E	-35.6	-25.44	-24.23	-24.13

表8-7 中国各类成因烃类气组分对比表

类型	盆地	井号	层位	深度(m)	组分(%)					
					CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	CO_2	N_2
生物气	柴达木	涩北中13	Q		97.84				0.11	2.05
	松辽	气5	K_2		89.06	0.45			0.25	10.23
热解气	东濮	文13	E	3415.3～3719.6	84.98	10.11	2.39	1.32		
	辽河	齐2-20-8	AnZ	2532～2950	90.68	5.83	1.88	0.39	0.31	0.98

续表

类型	盆地	井号	层位	深度 (m)	组分 (%)					
					CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	CO_2	N_2
裂解气	四川	合24	P	3017～3021	98.05	0.45	0.04		0.84	0.42
	四川	卧48	C	3804.5～3829.8	98.04	0.54	0.06		1.07	0.28

成熟作用对有机成因烷烃气的 $\delta^{13}C$ 影响明显。表 8－8 列出了天然气 $\delta^{13}C$ 与 R_o 关系的回归方程。

表 8－8 中国天然气 $\delta^{13}C$ 与 R_o 关系的回归方程

$\delta^{13}C$	回归方程		资料来源
	油型气	煤成气	
$\delta^{13}C_1$	$\delta^{13}C_1 \approx 15.80 \lg R_o - 42.20$	$\delta^{13}C_1 \approx 14.12 \lg R_o - 34.39$	戴金星等，1987
		$\delta^{13}C_1 \approx 8.641 \lg R_o - 32.8$	沈平等，1987
$\delta^{13}C_2$		$\delta^{13}C_2 \approx 8.16 \lg R_o - 25.71$	戴金星等，1989
$\delta^{13}C_3$		$\delta^{13}C_3 \approx 7.12 \lg R_o - 24.03$	

图 8－3 和表 8－8 回归方程均说明，油型气和煤成气的 $\delta^{13}C_1$，$\delta^{13}C_2$，$\delta^{13}C_3$ 值均随 R_o 的增加而变重。

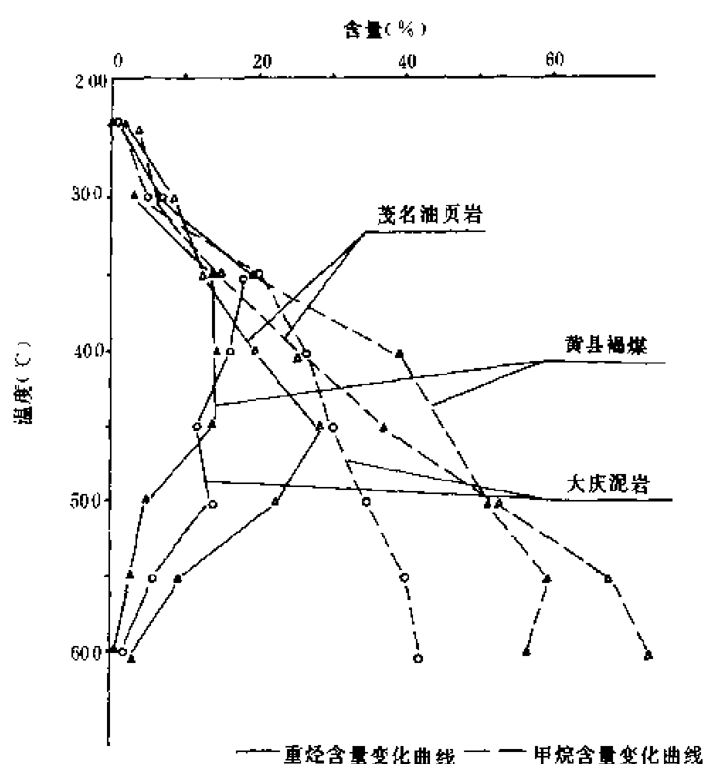


图 8－2 热模拟实验所得甲烷、重烃气随温度变化图

2)气源岩母质类型：烃类气体组分受母质类型影响较大，主要表现在成熟阶段。因为，在未成熟和过成熟阶段，腐泥型和腐殖型母质形成的天然气都是以甲烷为主，重烃气含量均小于 0.5%，C_1/C_{2-3} 大于 200；而在成熟阶段，两者重烃气含量都较高，但含量不等。煤成气的重烃气含量最高只达 34%，绝大多数样品小于 20%，C_1/C_{2+3} 小于 15；而油型气的重烃气含量最高可达 56%，多介于 10%～40%，C_1/C_{2-3} 小于 10。这说明油型气比煤成气的重烃气含量偏高，即腐泥型有机质比腐殖型有机质所生成的重烃气多(图 8－4)。这是由于两类有机质在结构上的差异所致，前者是带有较长链结构和少量环状结构的化合物，因此，断链后主要形成液态烃和重烃气；而后者多为缩合的多环结构化合物，带有较短的侧链，故只能形成少量的液态烃和重烃气，主要产物是甲烷。

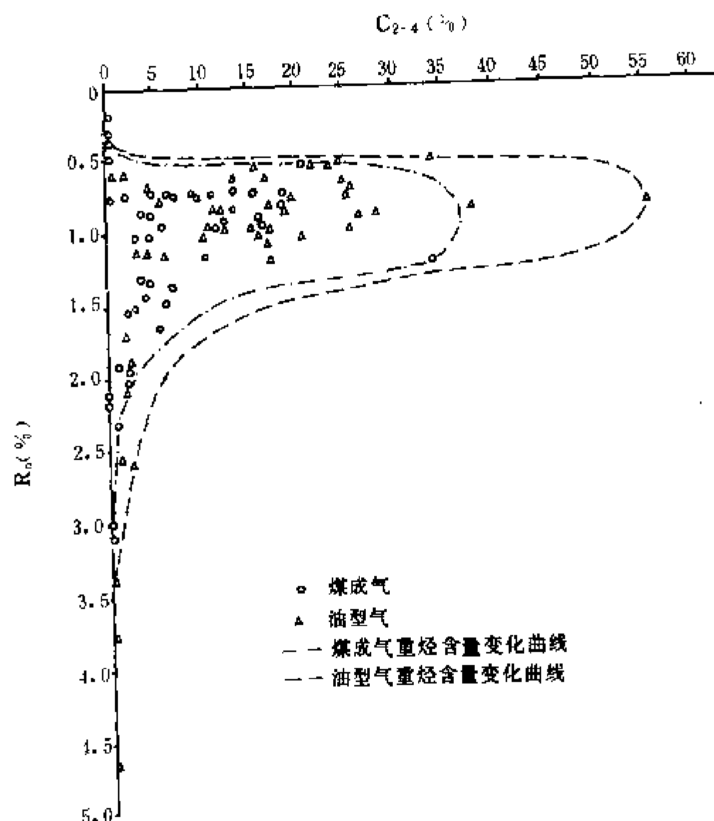


图 8-4 中国煤成气和油型气 R_o—$C_{2\sim4}$关系图

(据戴金星等,1992)

氧化菌时,则甲烷首先被降解消耗;存在乙烷氧化菌时,乙烷就首先被氧化;其余依此类推。在自然界,细菌对重烃气某组分的降解作用,导致某组分的减小。这样,就使天然气中 $CH_4>C_2H_6>C_3H_8>C_4H_{10}$的规律遭到破坏,出现 $C_4H_{10}>C_3H_8$ 或 $C_3H_8>C_2H_6$ 的倒转现象。若重烃气长期被细菌氧化,则重烃气将不断减少,结果可使原来的湿气干化。

在烷烃气生物降解过程中,碳、氢同位素组成也发生变化。在甲烷及其同系物的分子中,由于轻的碳同位素(^{12}C)组成的分子($^{12}CH_4$,$^{12}C_2H_6$,$^{12}C_2^{13}CH_8$ 以及$^{12}C_3{}^{13}CH_{10}$)中碳的键能比由重的碳同位素 (^{13}C)组成的分子($^{13}CH_4$,$^{13}C_2H_6$,$^{13}C_3H_8$,$^{13}C_4H_{10}$)中碳的键能小,故细菌先氧化(或易氧化)轻的碳同位素组成的甲烷及其同系物的分子,从而使重碳同位素组成的分子相对增多,导致剩余甲烷及其同系物的碳同位素变重。

有机成因烷烃气(无论煤成气或油型气)遭受生物降解后,其 $\delta^{13}C_1<\delta^{13}C_2<\delta^{13}C_3<\delta^{13}C_4$ 规律受到破坏,出现局部倒转或逆转。

例如,渤海湾盆地黄骅坳陷大港油田的 5-73 井,天然气中 C_3H_8 含量为 1.08%,C_4H_{10}为 1.12%,$C_4H_{10}>C_3H_8$,同位素组成 $\delta^{13}C_3$ 值为-22.126‰,$\delta^{13}C_4$ 值为-24.304‰,$\delta^{13}C_3>\delta^{13}C_4$,说明 C_3H_8 具有被细菌氧化的特征(表 8-10)。又如云南保山县境内怒江许多地段发现有气苗,含甲烷 90.30%~94.04%,不含重烃气。据地质综合分析,认为这些气为生物气,$\delta^{13}C_1$ 为-53.1‰~-53.3‰,比一般认为生物气的 $\delta^{13}C_1$ 小于-55‰的为重,可能是由于 CH_4 遭受过细菌氧化所致。

烷烃气体遭受细菌氧化时,同时也将破坏 $\delta D_1<\delta D_2<\delta D_3<\delta D_4$ 的规律,出现倒转现象

(表 8-11,8-12)。

表 8-10 中国一些烷烃气被细菌氧化的某一组分 $\delta^{13}C$ 值变重数据表

地区	井号	井深(m)	层位	主要组分(%)						$\delta^{13}C$(‰,PDB)			
				N_2	CO_2	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	$\delta^{13}C_1$	$\delta^{13}C_2$	$\delta^{13}C_3$	$\delta^{13}C_4$
黄骅	5-73	1824.0~1826.5	N_1g	0.13	1.20	92.61	3.86	1.08	1.12	-42.832	-26.355	-22.126	-24.304
冀中	京 320	1580.0~1614.2	E_2s_4	0.77	0.60	95.42	2.62	0.36	0.23	-44.41	-27.19	-11.76	-23.63
古牧地	牧 3	528.6~532.0	J_2	5.64	0.71	90.10	0.49	0.78	1.43	-44.322	-26.519	-21.966	-24.237
安塞	塞 18		T_3y_6	8.79	0.19	33.82	13.07	27.65	14.35	-46.95	-38.43	-38.72	-33.12
兴隆台	兴 213	2196.0~2236.0	E_2s_4	3.71	0.76	73.92	5.96	5.29	6.21	-35.355	-25.448	-24.409	-24.843

注:T_3y_6 为上三叠统延长组。

表 8-11 中国烷烃气的正氢同位素系列简表

盆 地	井 号	层 位	井 深(m)	δD(‰,SMOW)			
				δD_1	δD_2	δD_3	δD_4
四 川	寺 1	T_1j_1	2100~2110	-127.4	-126.0	-109.8	
	纳浅 2	T_3x_6	440.00~441.95	-128.1	-102.2	-96.1	
鄂尔多斯	兔西 2	P_1s	2976~2979	-175.59	-161.57	-150.82	-138.94
	镇川 1	Ps	2079.6~2083.6	-175.98	-123.05	-122.88	-117.13
	萌 401	T_3y_1	599.2~608.3	-229.92	-192.55	-172.78	-168.31
三水	南 20	E_1b	1055~1062	-194.70	-146.03	-122.26	-108.90
渤海湾	京 256	E_2s_4	1523~1591	-207.20	-157.26	-150.94	-134.84
	文 35	E_3d	2050.0~2060.2	-216.28	-199.62	-193.77	-180.01
	桩 202-2	E_2s_3	2869.0~2876.6	-201.3	-174.6	-164.0	-162.4
琼东南	崖 13-1-2	E_3l		-121.71	-118.70	-95.70	-95.10
松辽	升 61	K_1q_4、K_1q_3	1708~1886	-205.16	-175.88	-168.43	-155.57
	朝 57	K_2y_1	643.4~646.6	-249.05	-229.35	-193.22	-184.52
	乾 2-2	K_1q_3	1783.6~1818.4	-255.7	-239.1	-223.0	-215.5
	英 26-3	K_1q_3	1133.2~1410.0	-248.6	-190.7	-159.7	-153.9
准噶尔	红 116	C	1197~1275	-217.27	-144.38	-143.53	
	红 60	C	2274~2575	-160.30	-148.74	-144.30	-136.08
	五 15153	T	1625.8~1604.1	-182.81	-144.60	-135.68	-133.75
柴达木	跃 11-6	E	3221.0~3414.4	-210.84	-149.67	-138.03	-125.98
	南 5	E、N	2882.6~3488.2	-164.33	-134.44	-124.63	-117.85
苏北	富 18	E_2d_2	2531~2673.6	-194.0	-142.3	-121.4	-91.9

注:T_1j^1 为下三叠统嘉陵江组一段;T_3x^6 为上三叠统香溪群 6 油气层;P_1s 为下二叠统山西组;Ps 为二叠系石盒子组;E_1b 为下第三系埗心组;K_1q_4 为下白垩统泉头组扶余油层;K_1q_3 为下白垩统泉头组杨大城子油层;K_2y_1 为上白垩统姚家组葡萄花油层;E_2d_2 为下第三系戴南组上段。

表 8-12　中国一些烷烃气受细菌氧化后其组分 δD 变量数据表

盆地	井号	井深(m)	层位	气的主要组分(%)							δD(‰,SMOW)			
				N_2	CO_2	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}	δD_1	δD_2	δD_3	δD_4
松辽	乾 32-8		K_1q_3	11.19	0.30	64.85	7.40	8.82	5.14	2.08	-283.2	-200.5	-223.1	-194.7
	乾 6-7		K_1q_3	10.32	6.49	56.58	8.65	9.66	5.32	2.15	-266.5	-227.5	-228.8	-208.8
	农 5	562.0~566.0	K_1q_3	0.59	0.19	84.59	2.71	3.36	5.34	2.26	-255.9	-169.4	-208.6	-176.9
	农 28	458.0~557.0	K_1q_2	2.02		96.99	0.38	0.15	0.27	0.13	-248.1	-175.7	-144.5	-193.8
渤海湾	泉 63	2147.2~2151.8	E_2s_4	0.81	1.07	78.01	5.54	6.53	4.95	2.29	-213.68	-190.10	-198.59	-191.30

5)混合作用:不同成因的天然气混合后,其组分和同位素组成都将发生变化。例如百色盆地百 51 井、法 1 井的天然气(表 8-13),根据其甲烷同位素值分别为-58.35‰和-58.53‰,认为是生物气,但是从天然气组分来看,两口井重烃气含量均较高,分别为11.79%和 29.31%,纯生物气不可能含有如此高的重烃气,可能是生物气与热解气混合的结果。又如四川盆地阳新组(P_1^3y)生成的油型气和龙潭组(P_2l)生成的煤成气混合,在上、下二叠统形成许多混合气,这些混合气的碳同位素系列和氢同位素系列普遍发生倒转(表 8-14)。

表 8-13　百色盆地的生物气和热解气混合型天然气组分表

井　号	层　位	深　度(m)	主要组分(%)				$\delta^{13}C$(‰)
			CH_4	$C_{2\sim4}$	CO_2	N_2	
百 51	E_2b	1502.6~1517	34.73	11.76		3.42	-58.35
法 1	T_2l	1384~1680	66.94	29.31		3.48	-58.53
法 21	E_2s	889~912	87.97	7.34		4.46	-59.16
法 4	T_2l	604~662	82.42	6.36	1.73	7.59	-64.78

表 8-14　川南地区二叠系天然气的碳、氢同位素系列倒转数据表

井　号	井　深(m)	层　位	$\delta^{13}C$(‰)			δD(‰)		
			$\delta^{13}C_1$	$\delta^{13}C_2$	$\delta^{13}C_3$	δD_1	δD_2	δD_3
纳 6	2300.00~2339.24	$P_1m_2^{A-B}$	-32.25	-35.17	-31.89	-116.4	-124.8	-121.5
纳 17	2051.00~2052.31	$P_1m_2^{A}$	-32.91	-35.44	-31.88	-121.4	-131.2	-129.4
纳 21	2643~2649	$P_1m_2^{B}$	-32.09	-35.14	-31.94	-123.4	-125.1	-109.0
寺 47	3052.7~3085.0	P_1m_2	-31.42	-35.57	-31.64	-124.4	-124.6	-118.5
合 4	2891.0~2897.2	P_1m_3	-30.72	-34.67	-31.08	-123.5	-137.6	-113.2

2. 氮气

由天然气中 N_2 含量频率图(图 8-1)可见,N_2 含量小于 4%的频率高峰为 76%,绝大多数样品(约占 90%)N_2 含量小于 8%。

天然气中氮气主要为有机成因,系油、气生成过程中岩石分散有机质中的氮化物或石油氮

化物经生物化学反应生成。如有机质中的蛋白质在未成熟阶段水解形成氨基酸，氨基酸氧化产生 NH_3，NH_4 分解为 N_2，或者有机物中的氮化物被细菌还原生成 N_2 等。因此，天然气藏气中常含有一定量的 N_2，在有机质氮化物含量高的地层或适宜 N_2 形成的条件下，气藏气中 N_2 的含量较高（表 8－15）。此外，氮气也有大气成因和无机成因。

表 8－15　中国高含 N_2 天然气代表井数据表

地区	井号	层位	气体组分（%）				
			N_2	CO_2	CH_4	C_2H_6	C_{3+}
鄂尔多斯	城 54	J_1y	67.66	0.32	30.32	0.80	0.89
松辽	英 101	K	18.71	3.66	75.47	1.54	0.62
	三深 1	J	63.40		34.56		
冀中	霸 40	O	12.20	3.69	82.30	0.60	0.81
济阳	义 37－15	E_sq	17.67	4.88	44.96	13.81	18.20
海拉尔	乌 1	J	63.17	10.50	24.97	0.19	0.34

3. 二氧化碳气

从 CO_2 含量频率图（图 8－1）可见，85%的样品 CO_2 含量小于 4%，但也有 3%的样品 CO_2 含量大于 96%，后者系无机成因。有机物（石油、煤、泥炭、动植物残骸）在厌氧细菌作用下，生物降解生成大量 CO_2。热模拟实验表明，在有机质的整个演化过程中，都有 CO_2 生成，特别是早期演化阶段，CO_2 生成量更大（图 8－5）。但是，由于 CO_2 在水中的溶解度高（比甲烷大 34 倍），大量 CO_2 溶解于水中或被水带走。因此，在中国尚未发现含量较高的有机成因 CO_2 气藏。碳酸盐岩在高温热解、低温水解以及被地下水中的酸类溶解时均可生成 CO_2，碳酸盐岩在变质过程中也能生成 CO_2。更重要的是岩浆在上升过程中，由于温度、压力降低，析出大量 CO_2 气体。

目前，中国发现的天然气中，CO_2 含量大于 60%的 CO_2 气藏基本上是无机成因的，集中分布在东部地区。如在松辽盆地万金塔区，渤海湾盆地翟庄子、平方王等区，苏北盆地高邮、金湖、黄桥等区，广东三水盆地水深 9 井，东海盆地石门潭区，珠江口盆地惠州 8－22 井区块，莺歌海盆地乐东 15－1－1 区块。

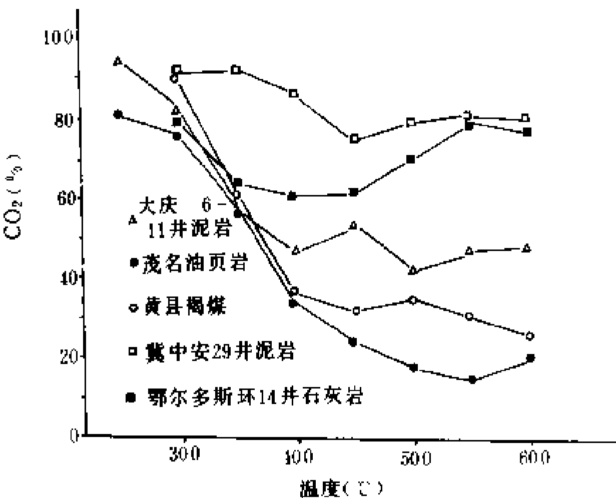


图 8－5　热模拟实验不同温度下 CO_2 的生成量图

CO_2 气藏之所以集中分布在东部地区，主要是因为本区内岩浆侵入（如辉绿岩）、喷发（如玄武岩）及基岩断裂十分发育。渤海湾盆地东营凹陷平方王 CO_2 气藏剖面可作为典型代表（图 8－6）。

中国的 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值变化范围从＋7‰至－39‰。据 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值可鉴别出有机成因和无机成因的 CO_2。$\delta^{13}C_{CO_2}$ 值小于－10‰为有机成因，大于－8‰为无机成因；而在－10‰和－8‰之间，可以是两种成因中的一种（戴金星等，1992）。中国有机成因 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值主要在－10‰～－22‰，频率主峰在－12‰～－16‰。无机成因的 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 值

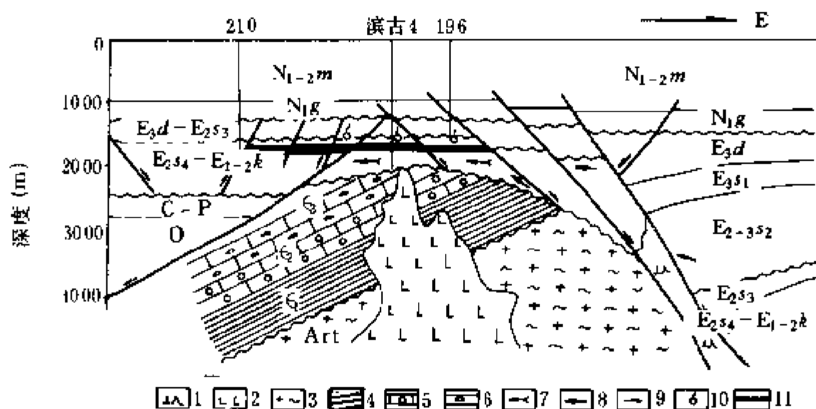


图 8-6 渤海湾盆地平方王无机成因 CO_2 气顶气藏剖面图

(据吴水清等资料,1992,修改)

1—闪长玢岩;2—侵入岩;3—结晶基底;4—页岩;5—鲕粒灰岩;6—竹叶状灰岩;7—有机成因油型气运移方向;8—幔源—岩浆成因气运移方向;9—岩石化学成因 CO_2 运移方向;10—CO_2 气层;11—油气层

主要在-2‰~-8‰,频率主峰在-4‰~-6‰。

4.`硫化氢气

目前中国 H_2S 含量大于1%的天然气,仅赋存在四川盆地和渤海湾盆地碳酸盐岩—硫酸盐岩储集层中(图 8-7)。中国 H_2S 含量最高的天然气,产自冀中坳陷晋县凹陷的赵兰庄孔一段(E_2k_1)气藏,H_2S 含量高达92%,储集层为白云岩。在碎屑岩储集层中,天然气一般不含 H_2S 或含量很低,H_2S 含量最高的是四川盆地卧龙河气田卧浅2井香溪群(T_3xn)砂岩,为0.68%。

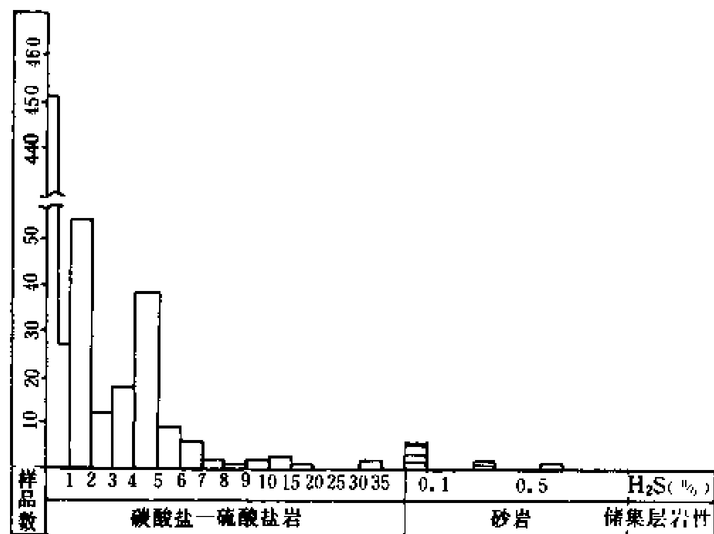


图 8-7 四川盆地天然气 H_2S 含量频率分布图

(据戴金星等,1992)

硫酸盐还原菌将硫酸盐还原(脱硫作用)生成 H_2S,这是硫酸盐岩—碳酸盐岩地层天然气

表 8-17 中国部分天然气氦含量及氦同位素组成 R/R_a 值

盆　地	井　号	层　位	He 含量(μ.l/l)	R/R_a 值
松　辽	气 18	K_2m	480	2.63
	万 6	K_2	400	4.96
渤海湾	港 151	E	81	3.62
苏　北	永 7	E_2d_1	110	0.51
	黄浅 2	Ny	12060	3.20
三　水	水深 9	E_1b	30	4.3
	水深 44	E_1b	1100	4.5
四　川	河 1	P_2ch	10	0.01
	卧 58	C	180	0.01
鄂尔多斯	陕 12	O_1m	100	0.02
	陕 30	O_1m	100	0.02
准噶尔	独 85	N_2		0.03
塔里木	沙参 2	O		0.15
吐-哈	温 1	J_2x	200	0.03
柴达木	新涩深 1	Q		0.03

三、天然气组分的成因鉴别

上面已涉及到了天然气各组分的成因鉴别问题，下面将进一步介绍几种多项指标综合鉴别天然气成因的办法。

1. $\delta^{13}C_1$—C_1/C_{2+3}图版法

根据中国 437 个气样和国外 96 个气样的 $\delta^{13}C_1$ 与 C_1/C_{2+3}资料，编制了 $\delta^{13}C_1$—C_1/C_{2+3}图版(图 8-8)。利用此图版，可区分生物气、原油伴生气、裂解气、煤成气和无机成因的甲烷气。

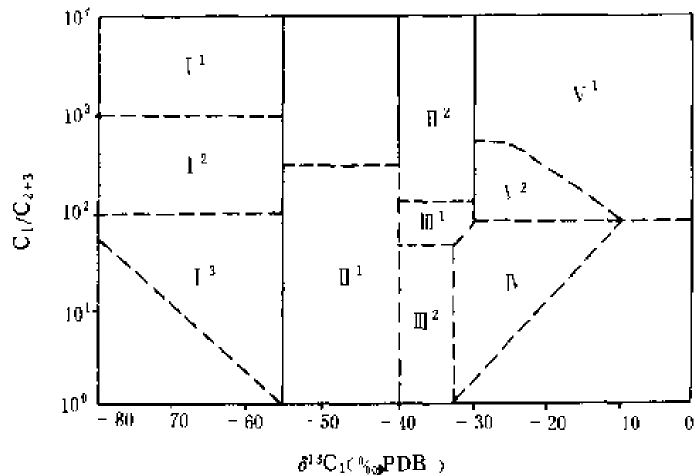


图 8-8 各种成因甲烷的 $\delta^{13}C_1$—C_1/C_{2+3}鉴别图

Ⅰ¹—生物气；Ⅰ²—生物气和亚生物气；Ⅰ³—亚生物气；Ⅱ¹—原油伴生气；Ⅱ²—油型裂解气；Ⅲ¹—油型裂解气和煤成气；Ⅲ²—凝析油伴生气和煤成气；Ⅳ—煤成气；Ⅴ¹—无机气；Ⅴ²—无机气和煤成气

2. $\delta^{13}C_1$—$\delta^{13}C_2$—$\delta^{13}C_3$ 图版法

在中国 477 个不同成因的有机烷烃气碳同位素系列组合的数据基础上，并利用国外 7 个盆地(地区)已研究确定烷烃气成因类型的 129 个碳同位素系列组合数据，编制了 $\delta^{13}C_1$—$\delta^{13}C_2$—$\delta^{13}C_3$ 图版(图 8-9)。只要取得天然气的 $\delta^{13}C_1$ 和 $\delta^{13}C_2$ 值(有 $\delta^{13}C_3$ 值更好)，将其标在该图版上，便可鉴定出该烷烃气的成因。

3. $\delta^{13}C_1$—R_o 和 $\delta^{13}C_{1\sim3}$—R_o 图版法

利用 $\delta^{13}C_1$ —R_o 关系(图 8-10)，可鉴别不同成因的有机甲烷，例如鄂尔多斯盆地坊 25-

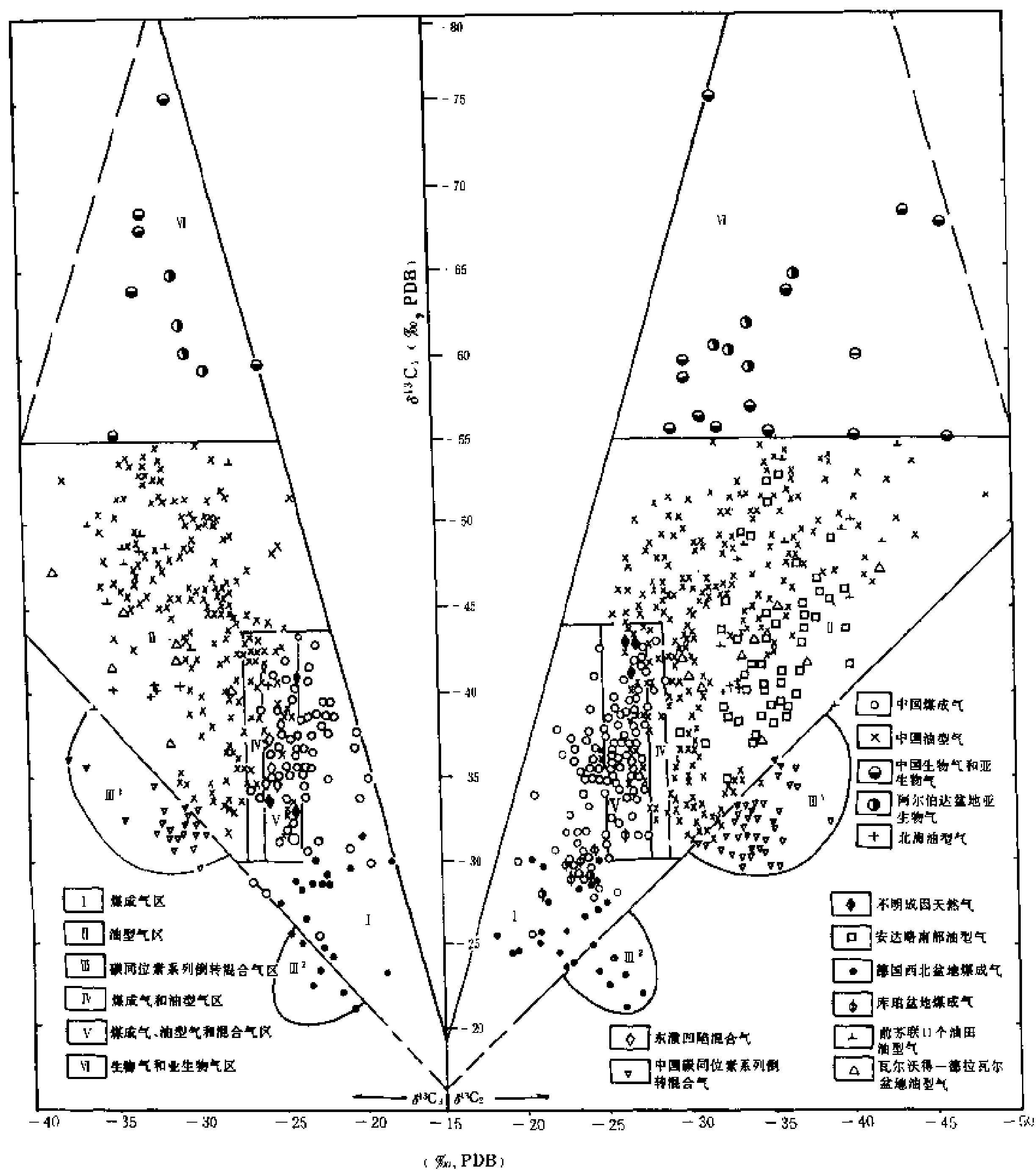


图 8－9　不同有机成因烷烃气 $\delta^{13}C_1-\delta^{13}C_2-\delta^{13}C_3$ 鉴别图

（据戴金星等，1992）

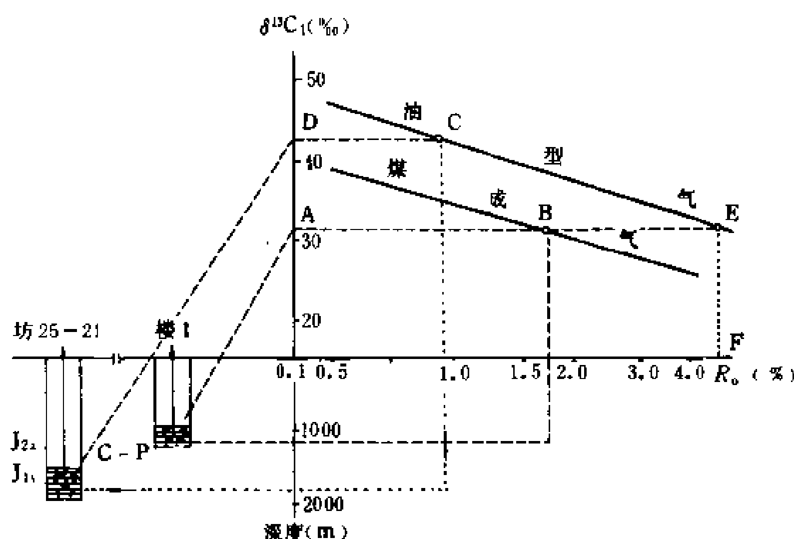


图 8－10 煤成甲烷与油型甲烷的 $\delta^{13}C_1$—R_o 鉴别图

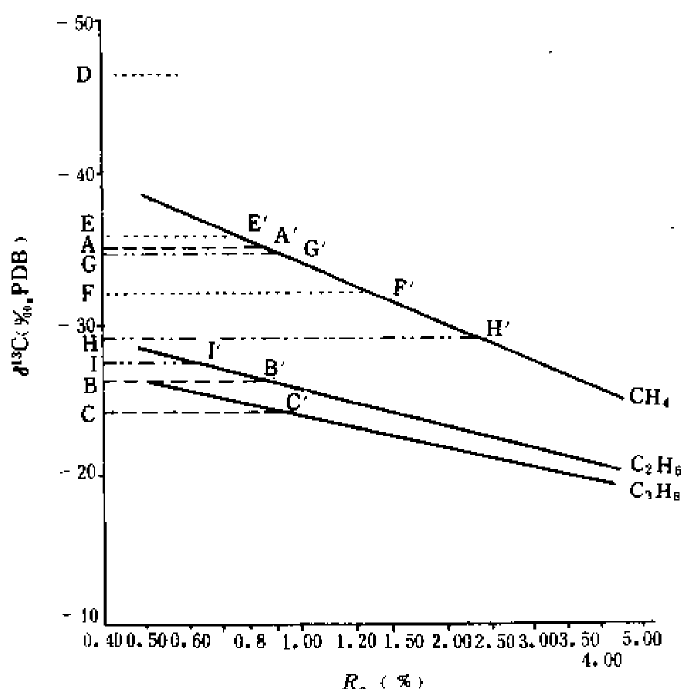


图 8－11 烷烃气类别的 $\delta^{13}C_{1\sim3}$～R_o 鉴别图

21 井 1860.4～1870.4m 井段，在延长组(T_3y)所产天然气 δ^13C_1 值为－42.56‰。在 $\delta^{13}C_1$ 轴线上取－42.56‰为 D 点，过 D 点作 R_o 轴平行线，不与煤成气回归线相交，而与油型气回归线相交于 C 点，这就证明该层天然气不属煤成气。考虑到该层(延长组)天然气与原油伴生，故定为油型气。再如鄂尔多斯盆地东缘的楼 1 井，于 1189.25～1189.45m 井段煤层中获天然气，$\delta^{13}C_1$ 值为－31.54‰，以此值在 $\delta^{13}C_1$ 坐标轴上取 A 点，从 A 点作 R_o 轴平行线，分别与煤成气回归线交于 B 点，与油型气回归线交于 E 点。E 点对应的 R_o 值为 5%(F 点)。因 R_o 为 5%的油型气是不存在的，故只能判定它为煤成气。

若知某天然气的 $\delta^{13}C_1$，$\delta^{13}C_2$ 和 $\delta^{13}C_3$ 值，用图解法，在图 8－11 纵坐标上分别取三个点，从该三点起作出与横坐标平行的三条线。三平行线若与对应的 $\delta^{13}C_1$，$\delta^{13}C_2$ 和 $\delta^{13}C_3$ 回归线相交，则是煤成烷烃气；若不相交或错位相交，则不是煤成烷烃气。例如，鄂尔多斯盆地胜利井气田任 6 井下石盒子组(P_1s_1)天然气 $\delta^{13}C_1$ 值为－35.343‰，$\delta^{13}C_2$ 为－26.375‰，$\delta^{13}C_3$ 为－24.333‰。在图 8－11 纵坐标上依次取这 3 个值，并定为 A，B，C 三个点，过 A，B，C 点作与横坐标的平行

线，与$\delta^{13}C_1$，$\delta^{13}C_2$，$\delta^{13}C_3$回归线分别交于A′，B′和C′点，由此判定任6井天然气的烷烃气是煤成气型。这与以其他方法研究确定其是煤成气的结论是一致的。又如鄂尔多斯盆地华池油田华11－32井延长组天然气的$\delta^{13}C_1$，$\delta^{13}C_2$和$\delta^{13}C_3$分别为－46.414‰，－35.945‰和－32.298‰，在该图纵坐标上取值，并定为D，E，F。这3个点的平行线与各自的回归线没有交点，而E，F平行线却与$\delta^{13}C_1$回归线错位相交于E′，F′，故其不是煤成烷烃气。由于华11－32井天然气具有正碳同位素系列特征，无疑是有机成因烷烃气，已判别它不是煤成烷烃气，则应是油型烷烃气。该天然气是华池油田的伴生气，故其结论是正确的。用上述方法研究四川盆地中坝气田雷三段(T_2l_3)气藏中24井天然气，用相同方法作其三点的横坐标平行线，G平行线与$\delta^{13}C_1$回归线交于G′点，H和I平行线则不与$\delta^{13}C_2$和$\delta^{13}C_3$回归线对应相交，而与$\delta^{13}C_1$和$\delta^{13}C_2$回归线错位相交于H′和I′点。由此，确定雷三段气藏中烷烃气不是煤成烷烃气。但由于雷三段气藏中烷烃气具有正碳同位素系列特征，故应为油型烷烃气，这与有关研究的结论也是吻合的。

4. 天然气$C_{5\sim8}$轻烃单体系列碳同位素法

可用此鉴别煤成气和油型气。$C_{5\sim8}$在轻烃系列中分子量最轻，在湿气中可见率大，其分子比$C_{1\sim4}$气态烃的结构复杂，种类更多(在40种以上)，故研究其碳同位素，对研究天然气的成因、鉴别气的类型和气源对比，可提供更多依据。利用$C_{5\sim8}$轻烃单体系列碳同位素，已鉴别了吐-哈盆地的煤成气。煤成气的$C_{5\sim8}$单体分子系列碳同位素，明显比油型气的相对应种类单体分子的重，即富^{13}C。由图8－12可知，中31井、温1井、文23井和任4井等煤成气的$C_{5\sim8}$单体分子系列碳同位素，显著比中18井、喇6－2338井、富73井和塔中4井等油型气的重，这是受各自烃源岩的母质类型不同控制的结果，可用来鉴别煤成气和油型气。煤成气中$C_{5\sim8}$轻烃的正构烷烃组合—异构烷烃组合—环烷烃组合的单体分子碳同位素，比油型气中对应组合的重。同时，从正构烷烃组合至环烷烃组合，煤成气和油型气$C_{5\sim8}$轻烃对应组合的碳同位素差值依次减小(图8－12)。由图8－12可知，正构烷烃组合、异构烷烃组合和环烷烃组合的最小差值，一般分别为1.84‰～3.74‰，1.35‰～2.20‰和0.59‰～2.47‰。这个特征说明，用此方法鉴别煤成气和油型气，对正构烷烃最有效，异构烷烃次之，环烷烃再次之。

5. 据苯和甲苯含量鉴别煤成气和油型气

单环芳香烃苯和甲苯，由于沸点低，易挥发，故常呈气态存在于天然气中。根据对四川盆地大安寨组(J_1z_4)组、珍珠冲组(J_1z_1)和东岳庙组(J_1z_2)、嘉陵江组(T_1j)、阳新组(P_1y)和石炭系天然气中的苯和甲苯含量的研究，以及对琼东南盆地崖13－1气田煤成气的苯含量以及中国煤层气中苯含量的研究，煤成气比油型气富含苯和甲苯。

四川盆地17个油型气样品中，苯含量为53.7～292.3μg/l，平均为148.2μg/l；甲苯含量为37.0～200μg/l，平均为113.2μg/l。8个煤成气样品中苯含量为405.4～559.7μg/l，平均为475.4μg/l；甲苯含量为372.7～658.9μg/l，平均为536.4μg/l。由上可见，煤成气中苯和甲苯含量平均比油型气的分别高2.2倍和3.7倍。煤成气的甲苯/苯一般大于1，而油型气的甲苯/苯一般小于1。对于同时存在煤成气和油型气的盆地或地区，用这种含量对比法鉴别和区分两种气很有效。

6. 综合鉴别

根据中国鉴别各类天然气的研究成果，同时参考了国外有关文献，概括出各类成因天然气综合鉴别表(表8－18)。该表可用来鉴别天然气组分，以至天然气的成因归属。用多项指标综合确定组分或天然气的成因，比用单一指标鉴别更可靠。必须注意，在综合鉴别时，要把用指标识别气的成因类型与具体地质条件结合起来分析，最后才作出结论。

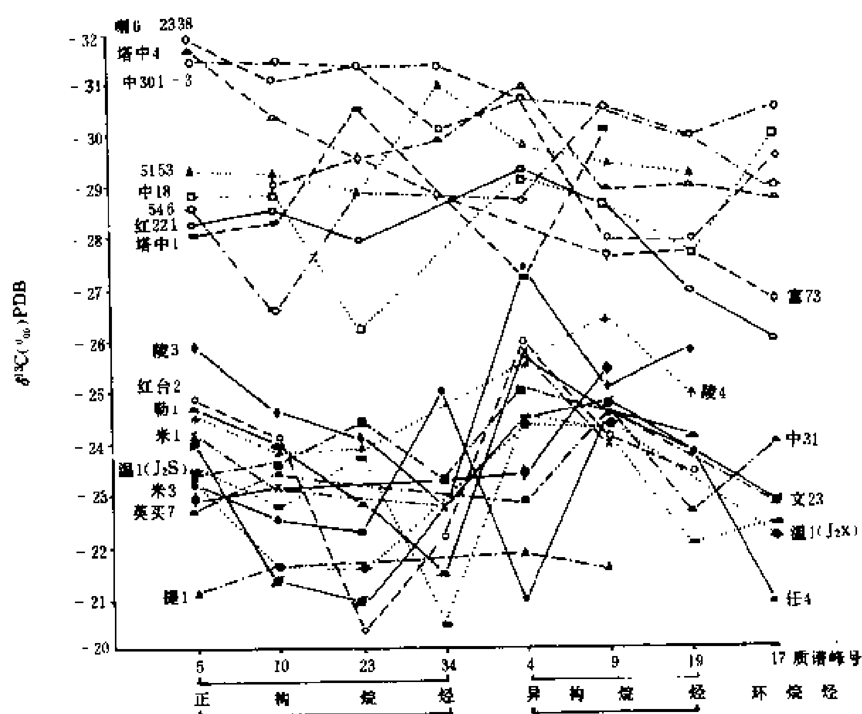


图 8-12　中国煤成气和油型气的 $C_{5\sim8}$ 轻烃单体系列碳同位素对比图

(据戴金星，1995)

各质谱峰所代表的组分分别是：4—2-甲基丁烷；5—正戊烷；9—3-甲基戊烷；10—正己烷；17—环己烷；19—3-甲基己烷；23—正庚烷；34—正辛烷

表 8-18　天然气成因类型综合鉴别表

(据戴金星，1992)

项目 \ 气的类型		有机成因气		无机成因气
		油型气	煤成气	
同位素	$\delta^{13}C_1$	$-30‰>\delta^{13}C_1>-55‰$	$-10‰>\delta^{13}C_1>-43‰$	一般$>-30‰$
		$-10‰>\delta^{13}C_1>-105‰$		
	$\delta^{13}C_2$	$<-28.8‰$	$>-25.1‰$	
	$\delta^{13}C_3$	$<-25.5‰$	$>-23.2‰$	
	碳同位素系列	$\delta^{13}C_1<\delta^{13}C_2<\delta^{13}C_3<\delta^{13}C_4$		$\delta^{13}C_1>\delta^{13}C_2>\delta^{13}C_3$
	$\delta^{13}C_1-R_o$ 关系	$\delta^{13}C_1\approx15.80\lg R_o-42.20$	$\delta^{13}C_1\approx14.12\lg R_o-34.39$	
	$\delta^{13}C_{CO_2}$	$<-10‰$		$\geqslant-8‰$
	$\delta^{13}C_{1\sim4}$	较轻	较重	
	与气同源凝析油 $\delta^{13}C$	轻(一般$<-29‰$)	重(一般$>-28‰$)	
	凝析油的饱和烃和芳香烃 $\delta^{13}C$	饱和烃 $\delta^{13}C<-29.5‰$ 芳香烃 $\delta^{13}C<-27.5‰$	饱和烃 $\delta^{13}C>-29.5‰$ 芳香烃 $\delta^{13}C>-27.5‰$	
	与气同源原油 $\delta^{13}C$	轻($-26‰>\delta^{13}C>-35‰$)	重($-23‰>\delta^{13}C>-30‰$)	
	烃源岩沥青"A"对应组分 $\delta^{13}C$	较轻	较重	

续表

项目 \ 气的类型		有机成因气		无机成因气
		油型气	煤成气	
气组分	CO_2	多数<4%		一般>20%
气组分	汞蒸汽	<600ng/m³	>700ng/m³	
气组分	C_1/C_{2+3}	大部分<15,绝大部分<10(油型热解气)		>180,绝大部分>400
气组分	$C_{2\sim4}$	一般C_2>0.5%,大多数有$C_{2\sim4}$		痕量C_2,绝大多数无$C_{3\sim4}$
轻烃	甲基环己烷指数	<50±2%	>50±2%	无
轻烃	$C_{6\sim7}$支链烷烃含量	>17%	<17%	无
轻烃	甲苯/苯	一般<1	一般>1	
轻烃	苯	148μg/l±	475μg/l±	
轻烃	甲苯	113μg/l±	536μg/l±	
轻烃	凝析油$C_{4\sim7}$烃族组成	富含链烷烃,贫环烷烃和芳香烃,一般芳香烃<5%	贫链烷烃,富环烷烃和芳香烃,一般芳香烃>10%	无
轻烃	C_7的五环烷、六环烷和nC_7族组成	富nC_7和五环烷	贫nC_7,富六环烷	无
凝析油和储集层沥青中	Pr/Ph	一般<1.8	一般>2.7	无
凝析油和储集层沥青中生物标志物	杜松烷、桉叶油烷	没有杜松烷,难以检测到桉叶油烷	可检测到杜松烷和桉叶油烷	无
凝析油和储集层沥青中生物标志物	松香烷系列和海松烷系列	贫海松烷和松香烷	成熟度不高时,可检测到海松烷系列和松香烷系列化合物	无
凝析油和储集层沥青中生物标志物	二环倍半萜C_{15}/C_{16}值	<1和>3	1.1~2.8	无
凝析油和储集层沥青中生物标志物	双杜松烷	无	有	无
凝析油和储集层沥青中生物标志物	$C_{27\sim29}$甾烷	一般C_{27},C_{28}丰富,C_{29}含量少	一般C_{29}丰富,C_{27},C_{28}较少	无

第二节　天然气生、储、盖层特征

一、气源岩

气源岩的内涵较广,它几乎包括了全部烃源岩。研究气源岩的重点应放在某类或在某演化阶段以产气为主的那部分烃源岩上。结合中国具体地质条件,本书所讨论的气源岩主要包括未成熟气源岩、煤系气源岩(腐殖型有机质为主)和高成熟及过成熟气源岩(非煤系烃源岩),后者在中国主要以早古生代及更老的碳酸盐岩沉积岩系为主。

1. *未成熟气源岩*

未成熟气源岩产生的是生物气。由沉积物中的有机质在低温、还原环境下经厌氧微生物作用形成。中国未成熟气源岩分布广泛。第四系的有柴达木盆地(图8-13)、鄂尔多斯盆地西部的银川地堑和北部的河套地堑,以及长江下游沿岸及沿海地区和东海、南黄海、渤海湾浅海地区。第三系的有准噶尔盆地、江汉盆地以及渤海湾盆地和苏北盆地。白垩系的有松辽盆地、塔里木盆地等。

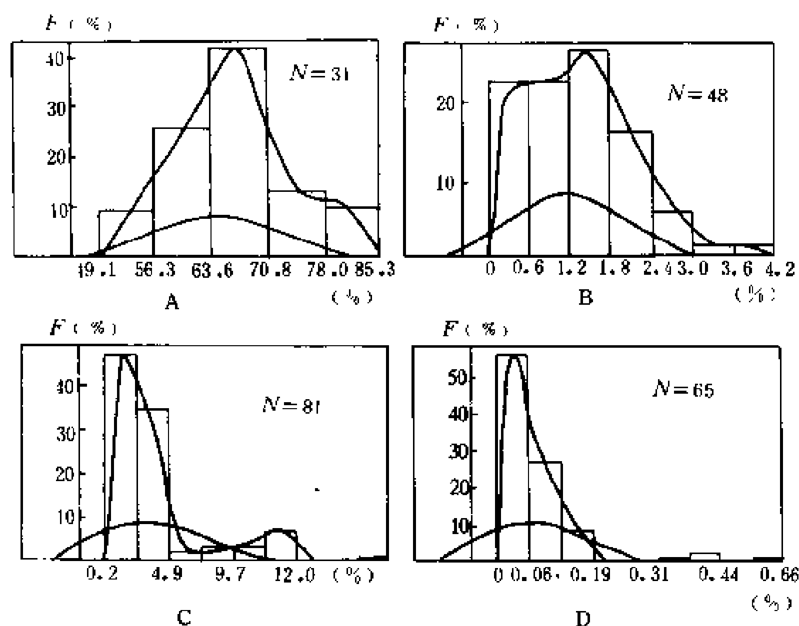


图 8-15 华北地台石炭-二叠纪煤系有机质丰度频率分布图

F—有机质丰度频率；A—煤层有机碳含量分布；B—煤层沥青"A"含量分布；C—暗色泥岩有机碳含量分布；D—暗色泥岩沥青"A"含量分布

相或海陆交互相沉积。

早、中侏罗世是我国一个重要的成煤期。在此时期，鄂尔多斯、四川、准噶尔、塔里木、吐-哈（图 8-17）等盆地地壳相对稳定，属坳陷型盆地，含煤地层广泛发育。东北、阴山和西北其他地区，属断陷型山间小型煤系盆地，东部大兴安岭—太行山—雪峰山一线以东广大地区，也以断陷盆地为主，分割性强，在煤系中夹火山岩。

中、下侏罗统是我国重要的煤成烃源岩，目前在松辽盆地、吐-哈盆地、准噶尔盆地和塔里木盆地，不仅发现了大批煤成气藏，还发现煤成油藏。

上侏罗统—下白垩统煤系主要分布在东北地区和内蒙古（图 8-18）。

在一系列内陆山间断陷盆地

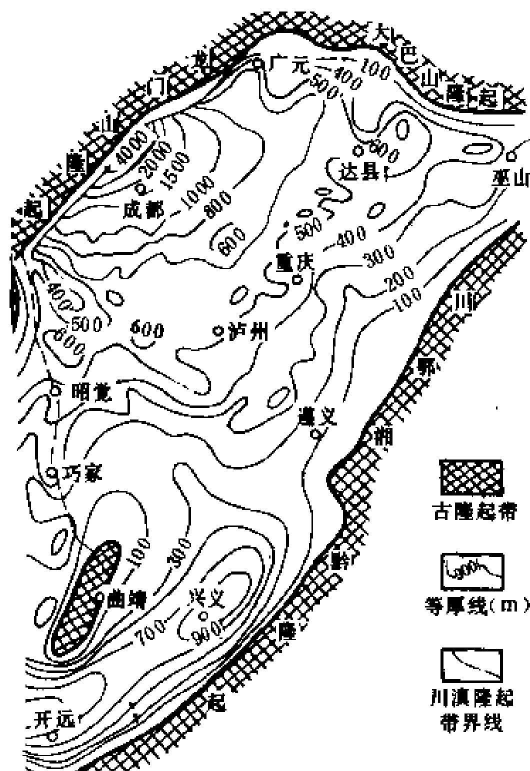


图 8-16 华南西部上三叠统煤系等厚图

（据韩德馨等，1980）

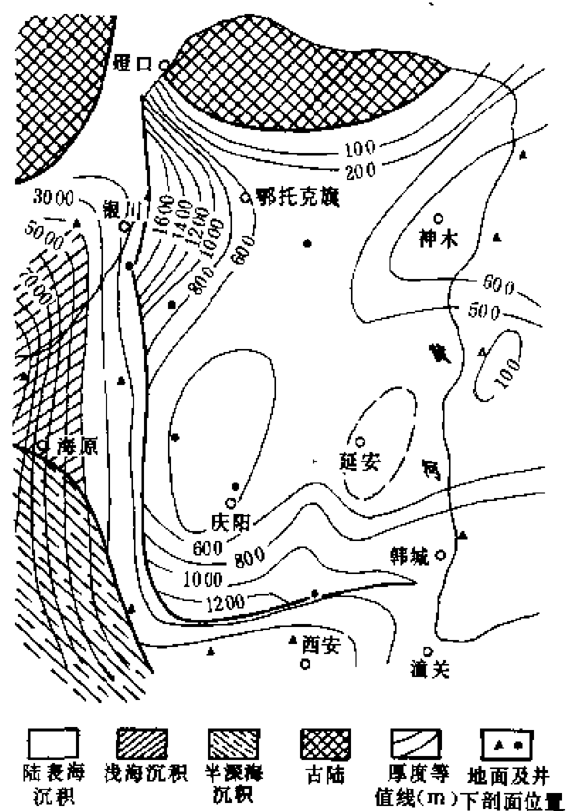


图 8-19 鄂尔多斯盆地下古生界沉积类型及厚度等值线图
(据郭忠铭等,1984)

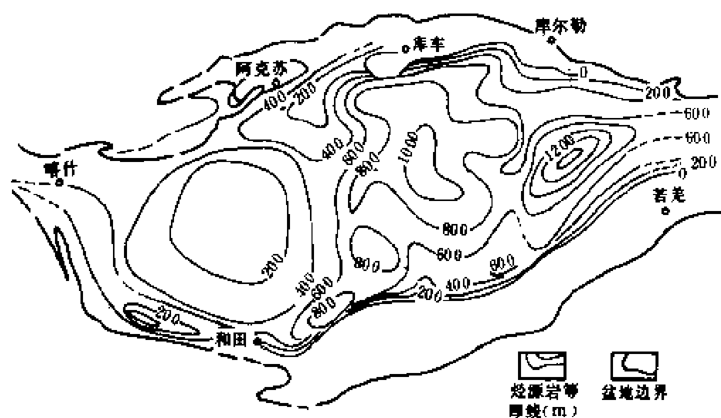


图 8-20 塔里木盆地寒武—奥陶系烃源岩等厚图
(据塔里木研究联合大队资料,1986,改编)

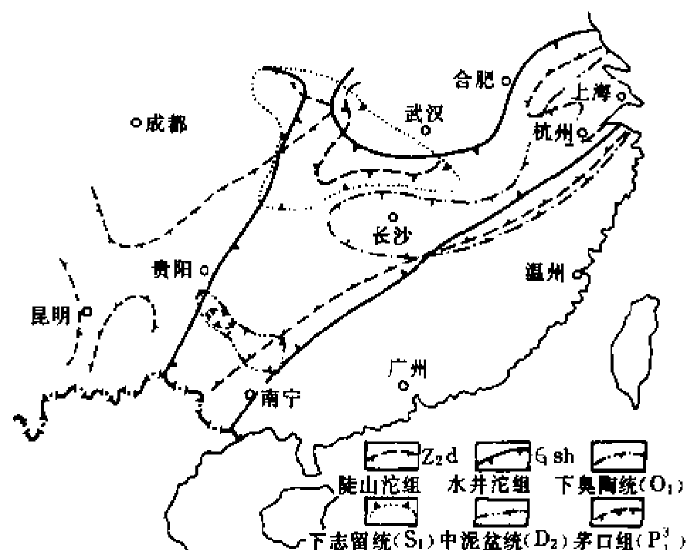


图 8-21　南方海相地层滨海盆地烃源岩分布图

(据周堃等,1987)

二、储集层

本书第六章“油气储集层”以相和岩性为纲,对中国不同类型储集层的特征、类型等作了详细论述。本节仅就与天然气储集层有关的特殊问题作补充。

1. 天然气储集层特性的度量

度量储集层储存能力的参数是空隙性。空隙是岩石中未被固体物质充填的空间。按空隙的形态和大小,可将空隙分为孔隙、洞穴、喉道及裂缝(表 8-19)。孔隙和洞穴都是等轴或近等轴状的空间,孔隙直径小于 2mm,洞穴直径大于 2mm。喉道是孔隙、洞穴之间连通的狭窄通道,属于孔隙系统或洞穴系统的组成部分。裂缝是板状或片状空隙,岩石在内、外力作用下,当作用力超过其弹性限度时破裂而成。度量储集层储存能力的参数有空隙度、孔隙度、洞穴度和缝隙度,分别为岩石空隙、孔隙及喉道、洞穴及喉道、张开裂缝等的空间体积与岩石总体积之比的百分数。按岩石中空隙相互连通的程度,或流体介质进入空间的程度,可以把上述 4 个参数再分为总空隙度、总孔隙度、总洞穴度和总缝隙度,以及有效空隙度、有效孔隙度、有效洞穴度和有效缝隙度。

度量岩石渗滤能力的参数主要是渗透率。根据渗滤通道,把渗透率分为基质(岩块或喉道)渗透率和裂缝渗透率。前者为无张开裂缝基质的孔隙及洞穴之间的喉道允许流体渗滤的能力,简称渗透率;后者为张开缝允许流体渗滤的能力。根据渗流方向与地层层理关系,把渗透率分为垂直渗透率和水平渗透率。对于无张开缝的岩石来说,垂直的基质渗透率反映地层纵向的渗透性,水平的基质渗透率反映流体顺层渗滤的能力。对于有张开缝的岩石来说,裂缝渗透率指的是顺裂缝延伸方向的渗透率。主缝渗透率与层理方向垂直,水平缝渗透率与层理平行,斜缝渗透率与层理斜交。

岩石空隙允许流体通过的能力还取决于空隙中所充满的介质的性质和各相流体在空隙中的充满程度。后者用饱和度来度量,如含气饱和度、含水饱和度等。

表 8-19 储集岩空隙大小分类表

（据唐泽尧，1981）

空隙 类别	空隙 级别	直径或宽度 (mm)	备注
孔隙	粗孔	2～0.1	指孔隙直径
	细孔	0.1～0.01	
	微孔	<0.01	
喉道	大喉	>0.002	喉道形态以片状为主，管状少见。数据一般指宽度，少数指半径
	中喉	0.002～0.0005	
	小喉	0.0005～0.00004	
	微喉	<0.00004	
洞穴	巨洞	>1000	指洞穴直径
	大洞	1000～100	
	中洞	100～50	
	小洞	50～2	
裂缝	巨缝	>100	指裂缝宽度
	大缝	100～10	
	中缝	10～1	
	小缝	1～0.1	
	微缝	<0.1	

根据流体介质性质，将渗透率分为绝对渗透率和相对渗透率。绝对渗透率指岩石空隙完全为某种液体所饱和，且在岩石与液体之间不发生物理—化学反应的条件下的渗滤能力。若流体为气体，则应将所测气体渗透率进行“克氏效应”校正，得到克氏气体渗透率，其值与液体渗透率一致。故克氏气体渗透率也就是绝对渗透率。有效渗透率或相渗透率指岩石空隙内存在两种或多种流体时，空隙允许其中某一种流体通过的渗滤能力，如气有效渗透率、水有效渗透率。相对渗透率指岩石的有效渗透率与绝对渗透率的比值。

当天然气储集层的喉道中同时存在气、水两相时，在两相界面两侧，由于附着张力不同而产生毛细管压力。它对岩石（特别是致密岩石）的渗滤能力有一定影响。

表面张力、润湿性、喉道的半径和形态是影响毛细管压力的重要因素。表面张力及润湿性参数对气、水介质是基本稳定的，因此喉道半径和形态就成了决定毛细管压力的主要因素。随着空隙铸体电子扫描观察方法的发展，可直接观察空隙在三维空间的结构。碳酸盐岩和砂岩的喉道形态可以分为不规则片状及管状两种，以前者为主，后者很少。根据喉道形态的不同类型可计算毛细管压力。管状者计算公式为：

$$p_c = \frac{2\sigma\cos\theta}{r} \tag{8-1}$$

式中 p_c——毛细管压力，0.0981MPa；

σ——液体与气体间表面张力，mN/m；

θ ——液体界面与固体表面的润湿接触角，(°)；

r ——毛细管半径，cm。

片状者计算公式为：

$$p_c = \frac{2\sigma\cos\theta}{w} \tag{8-2}$$

式中 w ——片状喉道的宽度，cm；其余参数同(8－1)式。

2. 天然气储集层物性的下限

研究天然气储集层物性的下限，对储集层评价和容积法计算天然气储量以及它的开发具有重要意义。由于前述天然气与原油物性的差别，天然气的储集层物性的下限比石油要低。气层的孔隙度下限值为 1%～6%；油层的下限值则为 4%～8%。表 8－20 表明碳酸盐岩储气层的孔隙度下限为 1%～3%，而储油层的下限则为 4%～8%；砂岩储气层的孔隙度下限为 5%～8%，而储油层下限一般为 8%～10%，个别为 15%。

表 8－20 依据孔隙度确定的油、气储集岩(层)下限值对比表

(据包茨资料，1989，简化)

国 家		油气田名称	岩 性	孔隙度下限(%)
气田	中 国	四 川	碳酸盐岩	1～3
			砂 岩	5～8
	加 拿 大	卡 布 南	碳酸盐岩	3
	俄 罗 斯	奥 伦 堡	碳酸盐岩	3
	中 国	柯 克 亚	砂 岩	8
油田	美 国	克 林	碳酸盐岩	8
	中 国	马 岭	砂 岩	10
	中 国	大 庆	砂 岩	15

储集层有两种下限：①储集下限或产出下限。对非生烃储集层，大于此值，其孔隙可以聚集或产出天然气；对生烃的碳酸盐岩储集层，大于此值，从其孔隙中可以产出天然气。②有效下限或工业下限。在当前工艺技术允许的生产压差条件下，大于此值，该储气层产量可达到工业气流标准。下面阐述的都是工业下限值。

以往研究储集层的下限值，一般主要是标定孔隙度和渗透率的下限值。但随着勘探、开发工艺水平和研究工作的进展，对孔隙不发育致密储集层的裂缝和洞穴，也需要确定裂缝和洞穴的有效下限。据四川、鄂尔多斯盆地有关资料研究，碳酸盐岩储集层洞穴下限的中值喉道宽度为 0.1～0.5μm，渗透率大于(0.1～0.25)×10^{-3}μm^2。

(1)孔隙度下限

因为孔隙在储集层中的总容积最大，是构成储集空间的主体，故对孔隙度下限的研究比研究其他下限值更为深入。根据四川盆地 53 个气田的 90 个气藏储集层参数，按试气和生产状况，从中选出一批非工业性储集层，其物性数值可以代表天然气储集层物性的下限值。从表 8－21 可知，碳酸盐岩孔隙型储集层孔隙度下限值为 2.5%〔中坝气田雷三段(T_2l_3)气藏、老翁场气田和庙高寺气田的嘉二^2 层($T_1j_2^2$)气藏〕。若其裂缝和洞穴发育，则孔隙度下限值可下降为

0.5%～1.0%〔如合江、老翁场及相国寺等气田下二叠统的阳三段(P_1y_3)气藏〕。威远气田用油基钻井液取出的岩心测定气层的各种参数,确定天然气产出的孔隙度下限值为1%。孔隙型砂岩的孔隙度下限值为6%,例如中坝气田须家河组二段(T_3x_2)裂缝-孔隙型砂岩平均孔隙度为5.94%。

这里所说下限值主要是根据四川盆地中小型气田储集层物性参数得出的。国外气田,特别是一些大型气田,储集层孔隙度下限值要略高些。如对国外114个大气田储集层物性参数进行分析,以碳酸盐岩为主要储集层的大气田,储集空间主要是孔隙-裂缝型,纯产层的厚度一般为50～120m,有效孔隙度一般是8%～18%,渗透率变化很大,为(0.1～4500)×$10^{-3}\mu m^2$。以砂岩为主要储集岩的大气田,储集空间主要是孔隙型,纯产层的厚度一般为25～45m,有效孔隙度主要为15%～35%,渗透率一般是(50～500)×$10^{-3}\mu m^2$。大气田砂岩储集层有效孔隙度的下限值为9%,纯产层的厚度下限值是6m。

(2)渗透率下限

储集层的渗透率与孔隙度关系密切,孔隙度高的储集层,渗透率往往也好。由表8-21可知:碳酸盐岩孔隙型储集层渗透率下限值约为1×$10^{-3}\mu m^2$,如中坝气田雷三段(T_2l_3)气藏;碳酸盐岩裂缝-洞穴型储集层渗透率下限值小于0.00987×$10^{-3}\mu m^2$,如合江、老翁场和相国寺气田阳三(P_1y_3)气藏等。砂岩孔隙型储集层的渗透率下限值为1×$10^{-3}\mu m^2$。例如:中坝气田须二(T_3x_2)裂缝-孔隙型砂岩的渗透率小于0.987×$10^{-3}\mu m^2$。与孔隙度的下限一样,在此说的渗透率下限是由四川盆地中小型气田储集层物性参数得出的。对于大型气田,渗透率的下限值要高些。裂缝对渗透率影响很大。裂缝性储集层各向异性明显,沿裂缝方向的渗透率可比垂直裂缝方向的渗透率大数千倍至数十万倍。

表8-21 中国一些气田(藏)储集层物性参数

气田(藏)	层位	岩性	孔隙度(%)		渗透率(×$10^{-3}\mu m^2$)		储集类型
			域值	平均	域值	平均	
河湾场	P_1m	碎屑灰岩		<1	<0.00987		裂缝-洞穴型
中坝	T_3x_2	石英砂岩	0.65～15.67	5.94	<0.987		裂缝-孔隙型
	T_2l_3	白云岩		2.43～5.57	<0.987		孔隙型为主
威远	Z	白云岩		1.91 (其中裂缝型孔隙度0.15%)	0.987～38.65		裂缝-洞(孔)型
庙高寺	T_1j_2	白云岩、鲕状灰岩	0.31～25.26	2.57		2.618	孔隙型
	P_1m_2	石灰岩	0.08～6.48		0.00987		裂缝-洞穴型
合江	T_1j_3	白云岩	1.97		0.987		裂缝-孔隙型
	P_1m	生物灰岩	0.44～3.13 (有效)	一般 0.5～0.7	<0.00987		裂缝-洞穴型
相国寺	C	角砾白云岩	最高17	7	最大71.5	一般2.47	孔隙型为主
	P_1m	生物碎屑灰岩	一般<1		<0.00987		裂缝-洞穴型
文留文23	Es_4	砂岩		12.9		2.38	孔隙型
桥口	Es_3	粉砂岩	8～9.7			<9.87	孔隙型
涩北二号	Q	粉砂岩	最大42.8	32.1	最大1729.9	270	孔隙型
崖13-1	E_3l	含砾长石砂岩		14.1		88.8	孔隙型

注:P_1m为下二叠统茅口组,相当于阳三气层;T_3x_2为上三叠统须家河组;T_2l_3为中三叠统雷口坡组;T_1j_2为下三叠统嘉陵江组2段。

于 20%时，封闭性较差。这是由于前几种矿物的吸水膨胀性强，易堵塞孔隙，降低渗透率，而绿泥石性脆易产生微裂缝，从而降低岩石的封闭能力。

表 8-22　中国各时代地层突破压力与气体绝对渗透率关系表

气体绝对渗透率	突破压力(MPa)								
	古生代			中生代			新生代		
	空气	煤油	水	空气	煤油	水	空气	煤油	水
$1\times10^{-8}\mu m^2$	4.9	11.5	50	2.4	10	50	4.3	10.5	50
$1\times10^{-6}\mu m^2$	0.6	2.5	10.7	0.41	2.5	10.7	0.66	2.7	10.7
$1\times10^{-2}\mu m^2$	0.08	0.4	4.7	0.08	0.45	4.7	0.04	0.37	4.7

表 8-23　中国各时代泥岩孔隙度和比表面积关系表

孔隙度(%)		1	1.5	2	3	6	9	12
比表面积(m^2/g)	新生代				20	50	65	82
	中生代	32	34	40	50	70.6	90	110
	晚古生代	37	42	56				
	综合数据				44	60	80	100

(2)扩散系数及吸附作用

扩散是体系从不均匀的平衡状态自发地趋向均匀的平衡状态而引起的物质(粒子)的迁移现象。对一种气体来说，由于密度、温度的差别，构成扩散推动力，使气体从密度、温度较高的区域向密度、温度较低的区域扩散，为自扩散。对于两种或两种以上的气体，由于浓度、温度的差异，构成扩散动力，使气体从浓度、温度较高的区域向浓度、温度较低的区域扩散，为互扩散。

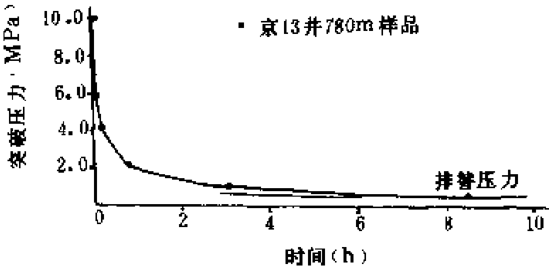


图 8-22　渤海湾盆地廊固凹陷突破压力与时间关系图
(据郝石生等，1989)

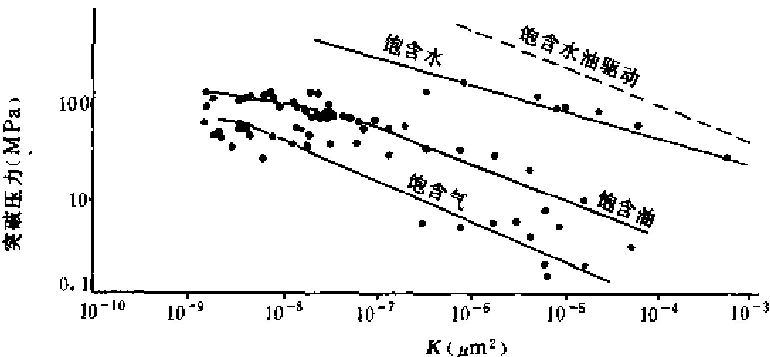


图 8-23　华北地区古生界封盖层渗透率与突破压力关系图

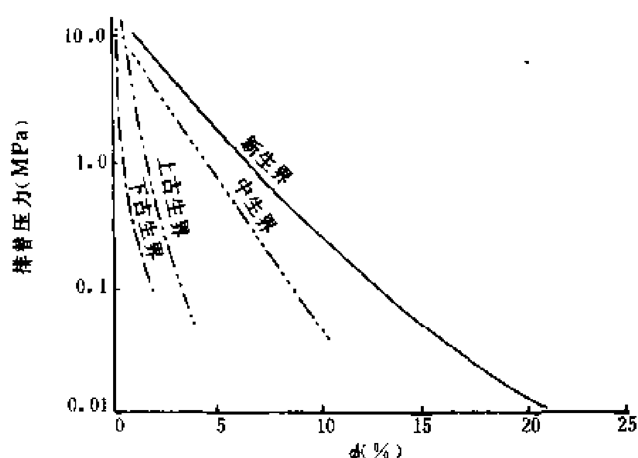


图 8-24 中国不同时代天然气封盖层排替压力与孔隙度关系曲线

由于地质情况的复杂性，天然气在盖层岩石的孔隙或裂隙中的扩散，可能是自扩散为主的过程，也可能有互扩散。但二者的机理相似，均遵循 Fick 第一、第二扩散定律。

天然气在地下的扩散作用是普遍存在的。人们早就注意到在气藏上方的沉积层及土壤内有微量烃类气体存在并形成气体晕，这实际上就是烃类气体在漫长地质历史过程中，从气藏向上方扩散到达地表的结果。

盖层的扩散性能用扩散系数表征，可通过各种仪器测定。据对中国近 100 块不同岩性盖层样品进行干湿测试的结果，可看出：膏盐岩、粉砂岩、泥灰岩和黑色泥岩的扩散系数为同一数量级[$(1\sim4.61)\times10^{-9}cm^2/s$]，粉砂质泥岩、泥质粉砂岩、红色泥页岩、红色泥岩较之高出一个或几个数量级。总的变化趋势是，扩散系数与孔隙度、孔隙中值半径呈正比，与突破压力呈反比(表 8-24)。

表 8-24 扩散系数、孔隙度、突破压力和中值半径关系

岩性	扩散系数 (cm^2/s)	孔隙度 (%)	突破压力 (MPa)	中值半径 (nm)
膏盐岩	4.61×10^{-9}	<0.1	>50	<0.1
粉砂岩	3.7×10^{-9}	2.09	12	2.5
泥灰岩	2×10^{-9}	2.1	18.0	2.2
黑色泥岩	1×10^{-9}	3.4	16	2.6
粉砂质泥岩	1.81×10^{-8}	3.0	14.8	2.8
泥质粉砂岩	3.5×10^{-7}	3.6	12.7	3.0
红色泥页岩	4.5×10^{-6}	8.0	12.0	2.3
红色泥岩	1.3×10^{-5}	16		3.5

岩石的吸附作用，一是物理吸附，吸附质与吸附剂之间由于范德华引力而吸附；二是化学吸附，即吸附质分子与吸附剂之间形成表而化学键。岩石中吸附的气体分子，只有当热运动足以克服吸附剂吸引力时，才能重新回到气相而被脱附。这种吸附和脱附现象贯穿在天然气的生成、运移、聚集的整个过程中，在一定条件下达到动态平衡。盖层中的多数岩性对天然气有较强的吸附性，从而提高天然气分子在盖层中的浓度，因而阻止和减缓气藏天然气的逸散。

从中国 6 类 27 种粘土矿物单位而积的甲烷吸附量来看，蒙脱石最小，为 $0.0029\sim0.0071mg/m^2$，高岭石最大，为 $0.074\sim0.29mg/m^2$。但蒙脱石的微孔小，易全部发生凝聚，伊利石则大部分发生凝聚，伊利石/蒙脱石混层亦有 50%发生凝聚，这些粘土矿物构成的泥质岩，具有较强的封闭能力(表 8-25)。

对中国东部地区上古生界和中、新生界 130 余块泥质岩样品进行泥质甲烷吸附量测量，吸附量一般为 $1.5\sim2.6mg/g$。除受组成泥质岩的粘土矿物影响外，还受其他杂质的影响：含砂量增加，吸附量减少，有机碳及炭化植物含量增高，甲烷吸附量增加，最高可达 $12\sim16mg/g$。

渤海湾盆地第三系泥岩为例，可据粘土矿物组成划分两个主要成岩阶段(图 8-25)。

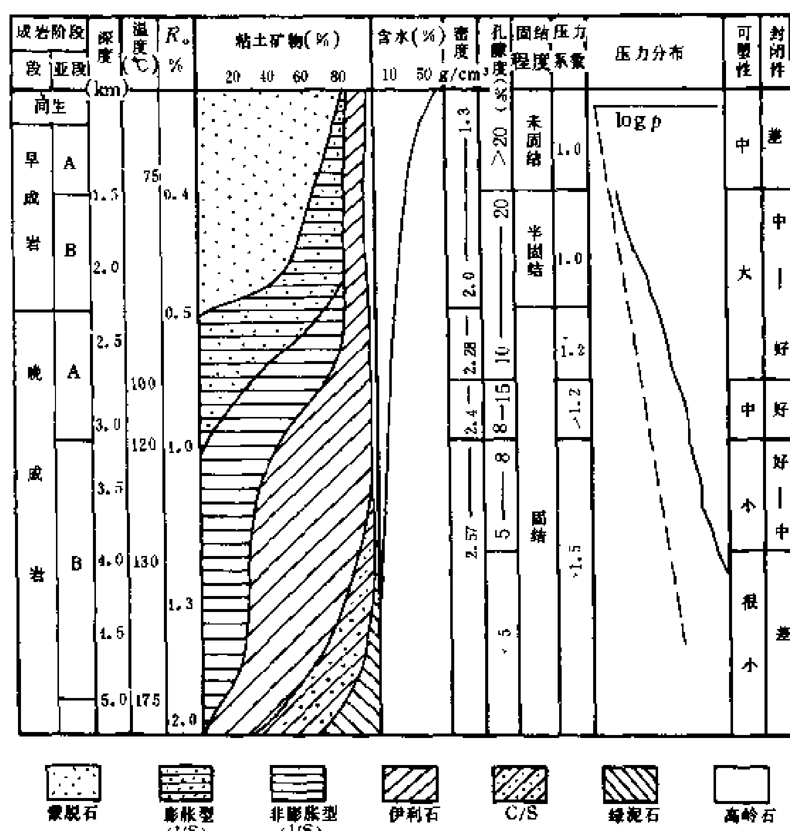


图 8-25 渤海湾盆地第三系泥岩粘土矿物组合与成岩阶段划分图

一是早成岩阶段，沉积粘土中约含 70%的孔隙水，7%的层间水，13%的膨胀粘土固体，5%的非粘土碎屑。压实作用使孔隙水减少至约 30%，层间水却由 7%增至 20%，密度由 1.32g/cm³ 变为 1.96g/cm³ 左右。粘土矿物组合逐渐由以分散型蒙脱石为主，转变为以膨胀型伊利石/蒙脱石混层为主，其次是伊利石和高岭石。这一阶段相当于有机质热演化的未成熟阶段，以机械压实成岩为主。在埋深 1000～1500m，泥岩孔隙度为 16%～30%，喉道半径中值大于 100Å；在埋深 1500～2300m，孔隙度为 10%～18%，喉道半径中值为 50～100Å。

二是晚成岩阶段，又分 A、B 两期。A 期相当于有机质热演化的低成熟—成熟阶段(R_o 为 0.5%～1.0%)。粘土矿物的最主要变化是蒙脱石的伊利石化。随着埋深加大，伊利石/蒙脱石混层中的伊利石含量由最初的 20%逐渐升到 80%左右，高岭石逐渐减少，并趋于消失，出现少量绿泥石/蒙脱石混层产物。矿物排列逐渐有序化，膨胀性、可塑性逐渐降低，泥岩密度由 1.96g/cm³ 增至 2.28g/cm³。上述变化导致流体的排出越来越困难，从而出现泥岩欠压实现象。欠压实泥岩具有高孔隙流体压力，因而有良好的封闭性能。B 期的粘土矿物以伊利石为主，伊利石/蒙脱石混层中非膨胀层比例大于 80%。有序的混层粘土代替了无序的混层粘土。分散型绿泥石也是本期的主要粘土矿物之一。泥岩密度由 2.28g/cm³ 增至 2.57g/cm³。泥岩还会在高温高压和地质营力作用下产生微裂缝，从而降低泥岩的封闭能力。

第二，砂质含量。泥岩盖层中若含砂质、粉砂质时，会使盖层孔隙变大，降低其封闭性能。当泥岩粗粉砂组分含量为 20%时，优势孔隙的直径是 0.025～0.05 μm；粗粉砂组分为 50%时，

优势孔隙直径可达0.08～0.16μm。随着孔隙直径的增大，渗透性增高，盖层封闭性能变差。如鄂尔多斯盆地，含砂泥岩盖层随着砂质含量增加，盖层孔隙的最大喉道半径随之增大，突破压力也逐步变小，封闭性能变差(表8-26)。

表8-26 鄂尔多斯盆地古生界泥质岩类盖层性能数据表

岩性	渗透率 ($\times 10^{-3}\mu m^2$)	泥质含量(%)				最大喉道半径 (μm)	突破压力 (MPa)
		最大	最小	平均	样品数		
含泥质细中砂岩	10^{-1}～10	19	10	14	9		<0.01
含泥质细粉砂岩	10^{-2}～10^{-1}	25	17.5	21.5	8	>1.0	0.01～0.05
泥质粉砂岩—粉砂质泥岩	10^{-3}～10^{-2}	33	25	29	4	0.5～1.0	0.05～0.60
粉砂质泥岩	10^{-4}～10^{-3}	42	36	38	5	0.5～1.0	0.6～1.5
含粉砂质泥岩	10^{-5}～10^{-4}	80	40	62	5	<0.5	1.6～4.0
泥岩	10^{-6}～10^{-5}			>85			2.0～6.0

第三，厚度。国内外已发现的大部分气藏，都和厚度较大的泥岩盖层相关联。如乌连戈伊大气田，其泥岩盖层厚达630m。中国琼东南盆地第三系气藏的泥岩盖层也厚达294～370m。四川盆地威远气田震旦系气藏的直接盖层——寒武系泥页岩厚达230m。但是，相对薄的泥岩盖层，其封闭能力也可能等于(甚至大于)较厚泥岩层的封闭能力。因为随着埋深增加，发生泥岩压实、孔隙水排出、孔径减小及毛细管阻力增大现象，薄层泥岩比厚层泥岩压实得更强烈。这样，在同一深度，其孔喉半径比厚层泥岩小，排替压力更大。但薄层泥岩更容易发育裂缝。因此，在评价薄层泥岩封闭能力时，不能仅依据实验数据，还要看它的埋藏深度、区域稳定性和所在地区的构造活动程度等。

至于多厚的泥岩才能作为天然气藏的盖层，只能举一些极端的例子。如辽河坳陷曙光油气田沙三中段($E_2s_3^{中}$)有一巨厚砾岩层，中间夹一层薄层泥岩，最薄处(气藏高部位)仅2m，泥岩之上为水层，其下为厚23.8m的气层(图8-26)。又如鄂尔多斯盆地胜利井北二叠系石盒子组气藏盖层厚4～5m，刘家庄二叠系石盒子组气藏盖层厚仅1.2～2m。再如济阳坳陷孤岛油气田上第三系明化镇组浅气藏，直接盖层泥岩厚仅0.6m。不过这类薄盖层所封闭的气藏一般储量小、产能低，气藏剩余压力低，不具备形成大中型气田的条件。

第四，埋藏深度。随着埋深加大，孔隙空间总体积和喉道直径都大大缩小。但当埋深增大至一定界限时，微裂缝增加，盖层性能变差。如廊固凹陷埋深大于3200m的泥质岩盖层封闭能力降低，因此廊固凹陷泥质岩封闭性能的最佳深度是1600～3200m。

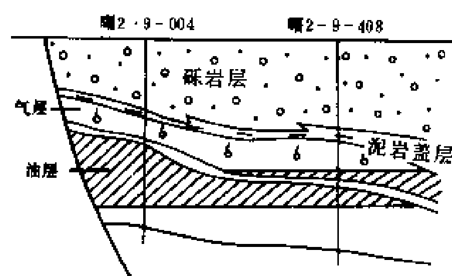


图8-26 辽河坳陷曙2-9-004井区薄泥岩盖层图
(据吴铁生等，1989)

东濮凹陷桥口气层埋深大于3800m，镜下观察天然气泥岩盖层岩心，发现了较多的裂隙和油气沿裂缝逸散的痕迹。这是因为泥岩随埋深增加，会发生压实、脱水作用，其塑性变小，脆性增大，极易产生微裂缝。另一方面，当异常压力大到超过泥岩力学限度时，就会出现微裂缝。

2)岩盐和石膏盖层：岩盐和含膏岩盐组成的盖层是高质量的盖层，封闭性能极佳，所封盖的气柱往往很高。国外以蒸发岩作为盖层的大气田占大气田总数的38%。

岩盐之所以能成为高质量的天然气盖层，是因为它具有很强的可塑性。岩盐不论埋藏多深，其密度均为 2.2g/cm^3 左右，说明岩盐是不可压缩的。浅层岩盐呈固态，当埋深超过 1000m 以后（地层温度高于 50℃），岩盐呈胶体状态；埋深大于 2000m，塑性岩盐会发生流动，随时充填断层面和裂缝。

浅层石膏与浅层岩盐层的可塑性相近。通常石膏在埋深超过 1000m 后，会因为温度升高而失去结晶水成为硬石膏，可塑性减弱，易产生微裂隙，封闭性能变差。鄂尔多斯盆地奥陶系石膏盖层渗透率一般仅为（0.012～2.2）×10^{-3}μm^2，突破压力为 0.2～1.5MPa。因此，单纯由硬石膏组成的盖层质量不如岩盐，其气藏高度一般较小。石膏和硬石膏与岩盐组成互层，可大大提高其遮挡能力。

3）碳酸盐岩盖层：碳酸盐岩能否形成良好的盖层目前尚有争议。有些学者认为，纯碳酸盐岩性脆、易溶、易重结晶而裂缝广泛发育，不能封盖天然气；也有学者认为纯碳酸盐岩致密、均质，厚度大，横向稳定，若未经强烈构造运动和古岩溶作用，可成为很好的盖层。但更多学者认为，碳酸盐岩要成为天然气盖层，含泥质是重要条件。碳酸盐岩随泥质含量增加，可塑性变强，溶解度降低，缝洞不发育，有可能成为良好盖层。冀中坳陷苏桥—文安地区奥陶系峰四段（O_1f_4）泥灰岩平均厚 42m，泥质含量大于 20%，孔隙度小于 0.5%，渗透率小于 0.01×10^{-3} μm^2，是该区奥陶系潜山油气藏的良好盖层。鄂尔多斯盆地测试结果说明，在无裂缝、溶孔、溶洞的情况下，致密碳酸盐岩及含泥碳酸盐岩都具有良好的封闭性（表 8－27）。但在一些构造运动较强烈地区，碳酸盐岩裂隙普遍发育，实际上只能封盖一些小气藏，是一种封盖性能较差的盖层。

表 8－27　鄂尔多斯盆地致密碳酸盐岩盖层性能数据表

岩性	层位	孔隙度（%）	渗透率（×10^{-3}μm^2）	平均喉道半径（μm）	饱和空气		饱和煤油		饱和水	
					突破压力（MPa）	突破时间（min）	突破压力（MPa）	突破时间（min）	突破压力（MPa）	突破时间（min）
泥晶灰岩	O_2	0.82	3.5×10^{-5}	1.87×10^{-9}	2.0	8	13.2	190	13.0	100min 未突破
细晶-泥晶灰岩	O_2	0.55	3.2×10^{-5}		8.0	10	13.0		13.6	1200
含泥质细粉晶灰岩	O_2	0.24	1.5×10^{-5}		4.0	8	13.6		13.0	150min 未突破
泥粉晶白云岩	O_2	0.47	3.9×10^{-5}		4.0	8	13.0	30	13.0	90min 未突破
粉晶、亮晶砂屑灰岩	O_1	1.02	1.3×10^{-5}		1.5	8				
含泥质灰云岩	O_1		1.4×10^{-4}							
含灰质泥云岩	O_1		5.7×10^{-4}							

3. 盖层的综合评价及分级

近年来，在建立新实验室、改进和统一分析测试方法的基础上，对上千块样品进行了排替压力测试，对上百块样品进行了排替压力、扩散系数、吸附性能、比表面等 10 项参数的配套分析。同时，分析研究了中国近 50 个大、中、小气藏有关参数资料。此外，考虑到其他度量盖层渗漏、扩散和水溶散失等因素，利用分析判别、统计归纳、多因子判别等方法，总结出了用 12 项参数综合判别盖层封闭能力的分级评价表（表 8－28，8－29）。

表 8-28 中国主要气田(藏)综合数据表

气田名称	产气层位	气柱高度(m)	最大浮力(MPa)	盖层		
				层位	岩性	厚度(m)
威远气田	Z_2	244	4.209	∈	页岩	100～300
卧龙河气田	T_1	1327	2.289	T_1	石膏夹泥岩	100
中坝气田	T_3	370	6.38	T_3x_3	泥页岩	100
相国寺气田	C	746	1.2868	P_1^1	泥页岩	300～400
苏桥气田	O_1	122	2.104	C-P	泥页岩	250
文留气田	E_2s_4	400	149	$E_2s_3^1$	膏岩	320～650
马厂油气藏	E_2s_4	81	1.397	$E_2s_3^1$	泥岩	6
中部(靖边)气田	O_1	<500	<8.6	C_2	铝土质泥岩	3～5 (10～40)
胜利井气藏	P_1	64	1.104	P_2	泥岩	77
柯克亚气田	N_1	247.5	4.269	N	泥岩	15～36.5
崖13-1气田	E_3l	413		N	泥岩	290～370
宋家场气田	P_1m	466	80.38	P_2	煤系	100
福成寨气田	C_2	651	112.29	C_2	泥页岩	100
自流井气田	P_1m	400	69	P_2	泥岩	100
牟家坪气田	P_1m	396	68.31	P_1	石灰岩	80
九龙山气田	T_3x_2	180	31.05	T_3x_3	页岩	32
大兴西气田	T_3x_2	149.5	25.7	T_3x	泥页岩	38.5
老翁场气田	P_1m	395	68	P_2l	铝土岩	100
永安场气田	T_1j_1	265	45.7	T_1j	膏盐岩	100
苏4井气藏	O_2	504	86.94	C	铝土岩	29
文23井气藏	P_1	162	27.9	P_2	煤系	206

随着中国天然气勘探的进展,各种类型沉积环境盖层的不断发现,认识到单纯利用一些参数来评价盖层条件是不够的,资料往往产生矛盾和不可解释之处。例如:青海柴达木盆地东部第四系七个泉组发现多个生物成因气藏,气藏盖层孔隙度高达24%～27%,渗透率为$1\times10^{-3}\mu m^2$,运用参数评价是无法解释的。其原因是在生化甲烷阶段,烃类生成量大于逸散量,加之泥质岩微孔隙中饱含盐水,增大了粘土矿物的膨胀性,减少了孔喉半径,提高了封闭性能。近来发现的中国陆上最大的气田——鄂尔多斯盆地中部气田,直接盖层是中石炭统底部的铝土质泥岩,厚不过3～5m,分布面积近10万km^2。这样薄而分布广的盖层,在鄂尔多斯盆地中部气田封闭近500m的气柱,仅用物理参数的绝对值来评价不易理解。实际上是因为作为盖层的铝土岩遇水膨胀增强了封盖性能,其上的煤系对烃类气体有较强的吸附性,并达到饱和状态,形成浓度差屏蔽,阻止下伏天然气扩散。加上地质历史上本区整体缓慢稳定升降,这种动态平衡状态不易破坏,大气田保存至今。因此,利用盖层参数评价盖层的封闭性时,必须对具体成藏条件进行具体分析,并考虑到天然气聚集与逸散的动态平衡状态,才能作出比较切合实际的结论。

3. 高成熟一过成熟阶段裂解气纯气藏

在高一过成熟阶段，油、气源岩均以生气为主，原生成的原油和重烃气体也裂解形成甲烷。因此，在地壳一定深度以下，烃类气体以纯气藏的形式赋存。深部裂解气向上运移，可以在中、浅部（如果没有石油掺入的话）聚集形成纯气藏。如四川盆地、鄂尔多斯盆地海相地层中的气藏即属此类。这种天然气组分中，甲烷含量也很高（93%～99%），重烃气含量低（一般小于1%），$\delta^{13}C_1$ 值重（-39.94‰～-31.1‰）（表8-30）。

表8-30 中国代表性纯气藏气组分数据表

成因类型	气田（藏）		层位	天然气组分（%）						$\delta^{13}C_1$（‰）
				CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	N_2	CO_2	
生物气	黄骅坳陷	沧东凹陷沧1井	E_{1s_1}	98.82	0.08	0.02	0.02	0.76	0.29	-58.2
	柴达木盆地涩北		Q_1	95.5～99.8	0.04～0.02	0.02～0.06				-64.90～-68.54
	松辽盆地	红岗	K_2m	87.19～98.8	0.05～0.36	微～0.09	0.03～0.12	3.1～11.39	0.2～1.07	-53.9～-55.9
热解气	黄骅坳陷	港西	$N_{1-2}m$	98.99	0.36	0	0	1.27	0.30	
	辽河坳陷	兴隆台	$E_{2-3}s_2$	95.88～96.68	1.47～2.43	0.31～0.40	0.41～0.45	0.65～0.82	0	
	济阳坳陷	孤岛	N_1g	97.4～99.6	0～1.43	0～0.43	0～0.19	0.04～0.4	0～0.45	
煤成气	松辽盆地	五站	K_1q	90.7～93.8	0.49～1.03	0.06～0.21	0.01～0.09	5.2～6.5		-30.8
	东濮凹陷	文留	E_2s_4	95.20～96.75	1.82～2.39	0.35～0.64	0.33～0.67	0.08	0.46～0.75	-28.5～-29.9
裂解气	四川盆地	威远	Z_2	85～87	0.1～0.2			6～8	4～5	-31.1
		福成寨	T_1f	98.75	0.37	0.02			0.02	
			T_1j	98.16	0.91	0.2		0.18	3.87	
			C	99.66	0.46	0.02		2.88	0.56	
		相国寺	P_1	98.15	0.79	0.06	0.01	0.82	1.58	
			C	97.27	0.88	0.09	微	1.34	6.48	
	鄂尔多斯盆地	中部	O_1	93.83	0.70	0.12	0.01	0.53	4.83	-31.98～-39.94

4. 低熟一成熟油型气纯气藏

在以下条件下，可以形成纯气藏。

1）由于差异聚集作用可形成纯气藏。生油区生成的油气，当在广泛发育储集层的区域单斜层系中向上倾方向运移时，将会首先在最低部位的圈闭内聚集，直至达到溢出点为止。此后，陆续到达该圈闭的油气，只有气才能进入其中，已聚集的油和新运移来的油，都将从该圈闭溢出，向单斜上倾方向继续运移，直至天然气完全充满圈闭为止。因此当油气供给充分时，可以在区域单斜低部位的圈闭中形成纯气藏。

2）翘倾运动使区域单斜坡度增大，已聚集油气的圈闭闭合度随之减小，储集容量降低，原油首先从圈闭内溢出，这种变小的圈闭可以形成纯气藏。

3)当储集层上覆岩层受到剥蚀后，地层压力降低，使得石油中溶解气脱出和游离气膨胀，当气体体积超过圈闭的储集空间时，也可以形成纯气藏。

4)油气沿断层向上运移过程中，油中溶解气因温度、压力降低而逸出。由于甲烷在原油中的溶解度低于$C_{2\sim4}$等重烃气体，压力降低时首先脱出。加之甲烷分子量轻，结构简单，被吸附量甚少，因而可运移得更快、更远，从而易在上部圈闭形成次生干气藏。

综合上述可知，对含油气区内出现的纯气藏必须具体分析其运移、聚集条件，才能准确判定其成因类型。

在中国东部断陷含油气盆地内，由于晚期断层活动较强烈，上第三系非生油气的明化镇组($N_{1\text{-}2}m$)、馆陶组(N_1g)地层中次生纯气藏分布较广泛。如表8-30中所列举的黄骅坳陷，在港西、羊三木油田的明化镇组地层中分布的这类纯气藏，其埋深900～1300m，天然气组分中甲烷含量96%～99%，重烃气含量小于1%。济阳坳陷沾化凹陷的孤岛油田明化镇组的这类纯气藏，天然气组分中甲烷含量高达99.3%，不含或微含重烃气。此类天然气藏一般都遭受不同程度的生物降解，如孤岛油田明化镇组气藏天然气$\delta^{13}C_1$为-41.3‰～-45.6‰，比正常油型气重2‰～5‰。河南泌阳凹陷下二门油田浅部的廖庄组(E_3l)、核一段、核一段($E_{2\text{-}3}h_1$、$E_{2\text{-}3}h_2$)顶部诸气藏，也属于这一类，气藏埋深600～1300m，处于凹陷边缘大气降水补给区，天然气遭受生物降解，形成干气藏。

二、带油环的气藏及气顶气

带油环的气(或凝析气)藏和带气顶的油藏都称油气藏。气藏下伏有油层，即游离气与油环直接相连，当游离气地下体积小于原油体积时，称为带油环的气藏；当原油地下体积小于游离气体积时，游离气部分叫气顶气。两者成因上无本质区别，区别仅在于油气数量的比例。

带油环的气藏和气顶气组分中，重烃气含量一般高于纯气藏气，多数大于5%。一般与重质油共存的天然气，重烃气含量低；与轻质油共存的气，重烃气含量高(表8-31)。

表8-31　中国代表性气顶气或带油环的天然气藏组成数据表

油气田名称	层位	原油相对密度 d_4^{20}	天然气组成(%)			
			CH_4	重烃气	N_2	CO_2
黄骅坳陷　高尚堡	$E_{2-3}s$	0.8251	61.97	36.05	0.86	
渤海海域　428东	C-P	0.8156～0.8634	90.14	8.4	1.3	0.14
黄骅坳陷　唐家河	E_3d	0.846	86.42	12.6	1.27	
冀中坳陷　苏1井断块	O	0.867	84.63	13.42		
松辽盆地　红岗	K_2	0.8938	92.42	0.73	4.0	2.7
黄骅坳陷　王官屯	E_3s_1	0.901～0.96	96.35	0.67	2.59	
黄骅坳陷　羊三木	N_1g	0.94～0.97	95.41	2.52	1.94	
江汉盆地　潭口	N	1.0205	96.14	0.55	2.85	0.44

带油环的气藏和气顶气主要分布在处于低熟—成熟阶段的油型气源岩发育的含油气盆地内，其形成首先与油气的补给比例有关。当天然气补给充分，在形成高饱和天然气的油藏后，多余的天然气不能再溶于油中而形成带油环的气藏或气顶气。黄骅坳陷下第三系凹陷内，由于油

气源丰富而广泛分布这类气藏。该类气藏的地层压力大大超过饱和压力，地饱压差大。另一类是地层压力接近饱和压力，当地饱压差低到一定程度时，原油中溶解气析出，形成游离气。中国有气顶和无气顶的油藏统计资料表明，当地层压力乘以 0.82 小于饱和压力时，则产生游离气形成气顶。如冀中坳陷别古庄京 11 井断块、苏桥苏 1 井、苏 6 井潜山和梁村潜山油气藏等。

带油环的气藏和气顶气的形成条件还可能与含油气区内某些纯气藏的形成条件类似，即通过差异聚集、翘倾、剥蚀和沿断层运移脱气等过程形成。由于油、气运移时的分离程度不同，形成纯气藏与纯油藏的过渡类型——带油环的气藏或气顶气。

随着地质条件的变化，上述情况下形成的气顶可以增大，也可以缩小或消失。油气藏形成后，如果埋深增大，地层压力升高，其中一部分游离气可能再溶解到油中，使气顶消失或缩小；反之，如发生抬升、剥蚀，地层压力下降，还会再析出部分溶解气，从而产生新气顶或使已形成的气顶扩大，甚至形成纯气藏。

三、凝析气藏

气藏或油藏的含气部分，在初始储集层条件下，烃体系呈气相。开采时地面分离器中有凝析油析出，在衰竭开采时，储集层中存在反凝析现象的，称为凝析气藏或凝析气顶和带油环的凝析气藏。从开采技术方面考虑，中国确定的凝析气藏的凝析油含量下限值为 $30g/m^3$。凝析气藏按凝析油含量分以下 5 种类型：

特高凝析油含量凝析气藏	凝析油含量 > $550g/m^3$
高凝析油含量凝析气藏	凝析油含量 $550\sim251g/m^3$
中等凝析油含量凝析气藏	凝析油含量 $250\sim101g/m^3$
低凝析油含量凝析气藏	凝析油含量 $100\sim30g/m^3$
微凝析油含量凝析气藏	凝析油含量 < $30g/m^3$

表 8-32 是中国主要凝析气藏的分布、凝析油含量数据。中国凝析气藏分布广泛，但主要为中、低凝析油含量的凝析气藏，高—特高凝析油含量的凝析气藏主要分布在黄骅坳陷、冀中坳陷及四川盆地。凝析气以富含重烃气体为特征，重烃气含量一般高于 10%（表 8-33）。

表 8-32 中国主要凝析气藏分布及凝析油含量数据表

凝析油含量分级	凝析气田（藏）名称	地区（盆地或坳陷）	层位	一般产层深度 (m)	凝析油含量 (g/m^3)
特高凝析油含量	板 829	黄骅	$E_3s_1{}^F$	3003	1000
	平湖 4 井	东海	E		994
	台家庄	冀中	O_1	4050～4617	655
	清辉头	冀中	O_2	3390～4366	655
	神狐 9-2	珠江口	N_1	3344～3996	128.8～662.9
高凝析油含量	板 828	黄骅	$E_{2-3}s_2$	3241	500
	苏 20	冀中	C-P	3340～3392	474.9
	大张坨	黄骅	E_3s_1		441
	双台子	辽河	$E_{2-3}s$		400
	柯克亚	塔里木	N_1	3500	361.4
	北堡	黄骅	E_3d_3		357
	苏 6 井	冀中	O_1	3961～4000	315
	濮城	东濮凹陷	E_2s_3	2500	275.5

续表

凹陷、坳陷、盆地	凝析气田(藏)名称	层位	凝析气组分(%)						
			CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}	N_2	CO_2
渤海海域	锦州20-2	E_3s_1	79.18~89.30	8.07~17.26				0~0.31	2.33~4.64
黄骅	大张坨	$E_{2-3}s$	76.56	11.2	5.97	3.78		0.74	1.4
	北堡	E_3d	84.1	13.82				1.9	0.39
	王徐庄	E_3s_1	84.24	14.02				1.06	0.4
	唐家河	E_3s_1—$E_{2-3}s_2$	85.84	12.05				0.83	1.91
	白水头	E_3s_1	60.69	16.57	11.26	5.11	2.32	0.09	3.96
琼东南	崖13-1	E	85.71~86.43	1.59~4.09	0.77~1.50	0.21~0.38	0.07~0.16	0.66~1.23	6.7~9.86
北部湾	涠6-1	C	77.8	11.64	4.79	1.23	0.33		
塔里木	柯克亚	N_1	79~93	3.2~11.5	0.71~3.59	0.37~1.94	0.14~1.86	4~6	

1. 凝析气藏形成的基本条件

形成凝析气藏必须具备三个基本条件:第一,适当的气油比。当气油比低于600~700m³/m³时,天然气将溶解在油中,形成溶解气油藏;当气油比达到100000m³/m³以上时,凝析油含量低于10g/m³,实际上已是纯气藏。凝析气藏的气油比在1000~25000m³/m³之间。第二,存在足够量的能溶于气态烃的液态烃中的轻烃部分。第三,一定的温度、压力条件。只有当地层埋深达到一定深度,地温介于凝析油气体系的临界温度和临界凝析温度之间,地层压力超过该温度的露点压力,烃类体系才能产生显著的逆蒸发现象,液态烃反溶于气体,形成单一气相。否则,埋藏过浅或过深,均难以形成凝析气藏。中国凝析气藏的埋深分布范围在1500~5100m,主要分布在3000m以下。凝析油气体系的形成与一定的成烃演化阶段有关。从模拟实验可知,对于腐泥型母质,凝析油气体系的形成高峰期,一般在生油高峰之后,相当于烃源岩热演化的成熟—高成熟阶段(R_o为1.3%~2%);对于腐殖型干酪根,在成熟度不太高时(R_o为0.5%~1%),就有大量气态烃生成,此时,液态烃生成的数量少,只要埋深达到一定温度、压力条件,就可以形成凝析油气体系。中国冀中坳陷苏桥地区石炭-二叠系凝析气藏的烃源岩,成熟度低的地区R_o仅0.7%,川西北中坝须二段(T_3x_2)凝析气藏烃源岩成熟度R_o为0.88%~1.05%,黄骅坳陷板桥凹陷大多数凝析气藏形成于R_o=0.8%~0.86%阶段,低成熟阶段(R_o=0.58%)也有少量凝析气生成。当煤层含有一定量树脂体时,树脂体能早期裂解成烃,与早期热解气配合,在未成熟阶段(R_o=0.4%~0.6%)即可形成凝析气。

2. 富含凝析油的凝析气藏的形成条件

凝析气藏的凝析油含量取决于凝析油气体系形成时,气态烃与液态烃的比例、气态烃对液态烃的溶解度以及温度和压力条件。具体与以下三点有关。

(1)干酪根类型

腐泥型烃源岩在高成熟阶段生成的油气,气油比适中,轻烃量多,气态烃中重烃含量较高,对液态烃的轻烃部分的溶解度大,因此,能形成高含凝析油的凝析气藏。如国外海相腐泥型烃源岩形成的凝析气藏,凝析油含量大多为200~300g/m³。在中国川西北中坝气田雷一段(T_2l_1)的碳酸盐岩和川南丹凤场构造嘉陵江组(T_1j)的气藏中,凝析油含量均高达1000g/m³。

腐殖型烃源岩生成的凝析油气体系气油比大，气也干，轻烃少，因此，凝析油含量不高(一般<$100g/m^3$)。但腐殖型干酪根中壳质组组分含量高时，也可以形成像苏桥—文安(壳质组组分含量平均为21.4%)这样高含凝析油($474.9g/m^3$)的凝析气藏。渤海湾北部的锦州20-2凝析气藏，珠江口神狐9-2凝析气藏均有类似的情况。黄骅坳陷板桥凝析气藏的烃源岩主要为$Ⅱ_1$、$Ⅱ_2$型干酪根，显微组分中壳质组组分高达45%，凝析油含量最高达$1000g/m^3$。

(2)埋藏深度

由成熟度相近的同一烃源岩形成的凝析气藏，埋藏越深(即温度、压力越高)，凝析油含量越高。如冀中坳陷苏桥—文安凝析气田的苏20断块和文23断块均为石炭-二叠系煤系烃源岩提供油气，成熟度也相近，前者埋深3342～3392m，凝析油含量为$475g/m^3$，而后者埋深为2710～2762m，凝析油含量仅为$218g/m^3$。

(3)气体干度

在相同温度、压力条件下，一般干气溶解液态烃的能力明显弱于湿气，液态烃重组分摩尔百分数增加，也减弱其在气态烃中的溶解度。

凝析油气体系的凝析油含量往往因干气的侵入而降低。如川中八角场大三($J_1z_3^1$)凝析气藏和川南一些嘉陵江组(T_1j)凝析气藏的凝析油含量都很低，均与煤系干气〔前者为香溪群(T_3xn)，后者为龙潭组(P_2l)〕侵入有关。

总之，要形成一个富含凝析油的凝析气藏，必须具备以下条件：首先，在满足形成凝析油气体系要求的气油比范围内，气油比要低；其次，气态烃组分中甲烷含量不能太高，重烃气含量要高，液态烃轻组分要多；再次，在满足形成凝析油气体系要求的温度压力范围内，地层的温度、压力要高。

3. *其他过渡型凝析气藏*

在自然界，除单相凝析气藏外，还存在一些油气藏与凝析气藏、凝析气藏与气藏之间的过渡性油气藏。如带油环的凝析气藏属两相共存油气藏，其地下气相体积大于地下油体积；带凝析气顶的油藏，地下油体积大于地下气相体积，也属两相油气藏。

为了解这类凝析气藏的成因，必须区分是带轻质油或凝析油的油环，还是带一般原油的油环。油环形成的可能原因，一是晚生成的凝析气排挤早已形成的油藏内原油而占据油藏顶部，形成带油环的凝析气藏。二是气态烃占据油藏顶部后，由于油气藏埋深加大，温度、压力增加，使原油中轻烃反溶于气态烃形成凝析气，残留下油环；当凝析气由于运移或地质环境改变，地层压力降至露点压力以下，凝析油在地下析出时，形成带凝析油或轻质油的凝析气藏。三是近临界态油藏，又称高挥发性油藏，在油藏初始条件下流体呈液态，其特点是储集层温度从泡点线一侧接近储集层流体的临界温度，在油藏衰竭开采时由于气体析出，储集层中原油收缩性很强。四是近临界态凝析气藏，是凝析油含量特别高的凝析气藏，在初始储集层条件下流体呈气态，其特点是储集层温度从露点线一侧接近储集层流体的临界温度，在凝析气藏衰竭开采时储集层中反凝析现象特别严重。后两种原因与特定的地层温度、压力条件有关。

四、原油中溶解气

烃类气体在原油中有较高的溶解能力，因此，在一定的地下温度、压力条件下，大量烃类气体以油中溶解气形式赋存于油藏中，开采时，在地面脱气分离出来。所有油藏一般均或多或少含有溶解气，但含量差异悬殊。

根据原始气油比，可将油藏划分为：①富含溶解气油藏，原始气油比大于$500m^3/t$；②高含溶解气油藏，原始气油比为$100～500m^3/t$；③中含溶解气油藏，原始气油比为$10～100m^3/t$；④

贫含溶解气油藏，原始气油比小于 $10m^3/t$。中国大多数油藏为中—高含溶解气(表 8-34)。原始气油比大于 $50m^3/t$ 的油藏，特别是高含溶解气油藏埋深都比较大，因此，地层压力比较高，油质轻(相对密度＜0.87)；反之，原始气油比小于 $50m^3/t$，特别是贫含溶解气的油藏，埋深都比较浅，因而地层压力低(＜15MPa)，油质较重。

表 8-34 中国部分油藏原始气油比数据表

溶解气分类	油田名称	层位	原油相对密度 d_4^{20}	地层压力(MPa)	饱和压力(MPa)	原始气油比(m^3/t)
高溶解气	北部湾盆地乌 16-1-1 井	E_2l	0.8080～0.8348	42.07	20.81～21.97	304～315
	渤海海域海 4 井	Es_2	0.8472	28.31	26.6	179
	北部湾盆地涠 10-3 南块	E_2l	0.8329	22.6	21.6	167
	黄骅坳陷唐家河	E_3d_3	0.8460	24.4	22.7	165
	酒泉盆地鸭儿峡	Nb	0.86	28.4	18.9	121
中溶解气	渤海海域 428 西	J	0.8538	34.5	12.08	81
	酒泉盆地鸭儿峡	S	0.88	33.0	16.5～18.7	80
	柴达木盆地尕斯库勒	E_3	0.8416	59.13	11.94	72
	鄂尔多斯盆地堡宴井	J_1	0.8412	18.05	7.85	67.7
	黄骅坳陷港东	$N_{1-2}m$	0.902	15.6	14.1	57.7
	济阳坳陷郝家	$E_{2-3}s_2$	0.85～0.86	39.5	9.5～12.3	58.5～74.7
	松辽盆地龙虎泡	$K_2y_{2-3}—K_2n_1$	0.8467	14.4	9.96	76
	酒泉盆地石油沟	Nb	0.859～0.861	3.58～4.13	1.2～1.26	22.6～25.7
贫溶解气	北部湾盆地涠 11-4	N_1	0.88～0.92	9.92	1.94～3.77	1～3.6
	酒泉盆地白杨河	E_3h	0.86	9.23	0.42	1.4

油藏中溶解气的组成与原油性质之间表现一定关系，总的趋势是：轻质油藏的溶解气组分中富含重烃气，而重质－稠油油藏的溶解气组分中重烃气含量低(表 8-35)。这反映出：在垂向剖面上，总体上随层位由新到老、埋深从浅到深，油藏中溶解气的重烃气含量有规律地增加。代表性的例子如黄骅坳陷高尚堡油田(表 8-36)。

表 8-35 中国代表性油藏溶解气组成数据表

油气藏	层位	原油相对密度 d_4^{20}	CH_4	重烃气	CO_2	N_2
冀中坳陷南孟	E_2s_4	0.8258	86.7	9.19	4.12	
江汉盆地花园	Ex	0.81～0.83	36.23	27.23	0.5	36.2
辽河坳陷兴隆台	E_2s_3	0.827～0.8385	77.77～82.15	11.98～18.51	0.02～0.13	0.86～3.67
北部湾盆地涠 11-1	E_2l	0.8344	68.89	22.39	8.35	0.27
冀中坳陷 河西务	E_2s_3	0.8397	66.55	27.1	1.31	
冀中坳陷 岔河集	$E_3d—E_3s_1$	0.851	68.2	29.4	2.4	

续表

油气藏		层位	原油相对密度 d_4^{20}	CH_4	重烃	CO_2	N_2
松辽盆地高台子		K_2y_1	0.8533	73.77	22.18		
酒泉盆地老君庙		N_1b	0.858	68.06	24.39		0.26
济阳坳陷王家岗		$E_{2-3}s_2-E_2s_3$	0.865	76.24	14.29	1.37	3.47
准噶尔盆地	火烧山	P_2	0.884	88	10.0		2
	北三台台13井块	J_3q	0.902～0.904	94.33	2.97	0.01	0.07～4.12
黄骅坳陷王官屯		E_1k_2	0.912	84.21	12.19		
济阳坳陷	埕东	N_1g	0.925～0.945	92.26～96.34	0.72～6.37	1.51～4.81	0.07～0.66
	单家寺	N_1g	0.98～0.99	90.6～98.3	0.14～1.56	0.7～0.8	0.1～2.8
辽河坳陷	高升	E_2s_3	0.94～0.96	92～94	2.5～3.2		
江汉盆地	潭口	$E_{2-3}q_3$	0.97	93.91	4.41	0.33	0.72

表 8-36 黄骅坳陷高尚堡油田原油中溶解气性质随层位变化数据表

层位	原油相对密度 d_4^{20}	天然气组分(%)			
		CH_4	C_2H_6	C_3H_8	CO_2+H_2S
N_1m	0.9214	97.47	1.58	0.08	0.43
N_1g	0.8733	93.18	2.41	1.27	0.16
E_3d_1	0.8328	90.95	4.2	2.43	0.28
E_3d_3	0.8321	93.55	4.19	1.74	0.05
E_3s_1	0.8336	87.09	5.76	3.4	0.71
E_3s_1	0.8304	87.53	4.47	2.81	0.13
E_2s_3	0.8251	74.61	7.98	7.77	0.48
E_2s	0.8595	75.75	8.26	7.29	0.25

由于大多数油田地层剖面上，原油也是从新到老、由浅到深变轻，从而表现出溶解气中重烃气含量与原油性质之间的上述关系。造成油藏中溶解气、重烃气含量在地层剖面上的上述变化规律的原因可能是，在浅层生物降解带内，溶解气与原油一起遭受生物降解作用。天然气中重烃气体抗生物降解作用的能力比甲烷差，因此，生物降解后，溶解气变干。也有在地层剖面上，随着埋深增大，温度升高，原油热裂解而变轻，同时产生较多的重烃气体溶于原油中的因素。

五、水中溶解气

在常温常压下，天然气在水中的溶解度并不大，甲烷为 24.4g/$t_水$，C_2—C_4 为 60～62g/$t_水$。但在地层中，其溶解度随埋深增加(温度、压力相应增加)而增加。如俄罗斯超深井中，在 3000m 深时，地层水中含气量平均可达 5$m^3/m^3_水$，3000～4000m 时为 7$m^3/m^3_水$，4000～5000m 时可增到 19$m^3/m^3_水$，最高可达 45$m^3/m^3_水$。

在承压盆地中，气源的丰度将直接影响到水中溶解气的饱和度。研究认为，地下水中溶解大量天然气，可以形成未饱和、饱和和过饱和的水溶气藏。可分出低压水溶性和高压水溶性气，

前者品位低，气水比为1～5m³/m³，后者品位高，气水比为10～25m³/m³。水溶性气藏毋需特定的圈闭条件，在向斜、单斜都可以形成。目前尚未制订出气水比的工业标准。

中国一些盆地有利于水溶气藏的形成，如四川盆地西北坳陷柘坝场构造须家河组(T_3x)文7井和柘2井测试时，气水同产，显示了水溶气藏的特征，并计算出须家河组各段水溶气量达1124亿m³(表8－37)。

表8－37　四川柘坝场须家河组各段水溶气量表①

层　　位	中部温度(℃)	中部压力(Mpa)	溶解度(m^3/m^3)	水量(亿m^3)	水溶气量(亿m^3)
T_3x_1	105.71	65.1	4.86	5.4	2.63
T_3x_2	111.43	70.7	5.07	7.3	3.70
T_3x_3	118.28	78.3	5.21	7.4	3.90
T_3x_4	127.44	86.2	5.58	1.86	1.01
总　　计				21.9	11.24

①杨远聪，李绍基．水溶气——四川盆地的天然气资源．1991．内刊资料

在渤海海域石臼坨凸起430构造的渤中6井，沙二段($E_{2-3}s_2$)产水中溶解气，日产气1419m³、水271.2m³，气水比为5.2m³/m³，水溶气的组分以甲烷为主。辽河坳陷油藏边水中普遍有溶解天然气，据14个水溶气组分资料统计，水溶气平均甲烷含量为98%。

六、煤层甲烷

煤不仅有很大的生烃潜力，而且能比砂层储集更多的烃类气体，煤层气已成为具有开采价值的天然气藏的赋存形式之一。近年来，中国开始从资源角度高度重视对煤层甲烷气的研究利用。一方面，在一些地区开展了煤层气的开采试验；另一方面，对中国煤层气的富集条件及资源评价进行了专题研究❶。

1．煤层甲烷的产生与组分

热模拟试验表明，从未变质煤(褐煤R_o<0.5%)→低变质煤(长焰煤、气煤，R_o为0.5%～0.9%)→中变质煤(肥煤、焦煤、瘦煤，R_o为0.9%～1.9%)→高变质煤(贫煤、无烟煤，R_o为1.9%～>6%)的整个煤演化过程中，每吨煤可生成约200m³以上的甲烷气，其中大部分系中变质的烟煤阶段生成。煤层气的组分主要为CH_4(含量为66.5%～97.6%)，重烃气含量取决于煤阶。中变质煤，特别是焦煤阶段生成的煤层气，重烃气含量可达4.75%～14.03%。其余非烃类成分为CO_2和N_2(表8－38)。煤演化过程中生成的煤层甲烷大部分运移逸散，但仍有部分残留在煤层中。

2．煤层的孔隙类型

扫描电镜下的观察表明，煤层的孔隙类型较丰富。其孔隙类型及孔隙度与煤阶有关。低变质煤以粒间孔和植物胞腔孔占绝对优势，孔隙度一般大于10%；中等变质程度煤粒间孔已不常见，却出现较多的气孔，植物胞腔孔仍为主要类型，但孔径大大减小，孔隙度一般低于10%。高变质煤孔隙类型与中变质煤相同，但孔径进一步减小，孔隙度小于6%。根据B.B.霍多特的分类，煤的基岩孔隙划分为大孔(孔径>10000Å)，中孔(1000～10000Å)，小孔(100～1000Å)和微孔(<100Å)。煤层的孔隙以微孔、小孔为主，占总孔隙体积的80%左右。随着煤的变质程

❶　煤炭科学研究院．1991．中国的煤层甲烷．内刊资料

度加深，煤层的中孔、大孔体积更为减小。

表 8-38　中国煤层甲烷组分数据表

气样种类	采样地点	层位	深度(m)	气体组分(%)				煤种
				CH_4	$\sum C_2-C_5$	CO_2	N_2	
抽放煤层气	辽宁铁法大隆	J_3-K_1	330	93.02		1.14	5.74	气煤
	陕西宜君焦坪	J_{1-2}	710	80.15		4.36	15.49	气煤
	内蒙包头河滩沟	J_{1-2}	261	79.46	4.75	0.1	15.63	焦煤
	贵州水城江家寨	P_2	150	95.66	0.45	3.89		肥煤
	四川重庆天府	P_2	780	89.12	8.75	0.64	1.5	焦煤
	安徽淮北石台	P_1		79.03	14.03	5.85	0.03	焦煤
	河北唐山赵各庄矿	C_4	965	92.45		5.64	1.90	气煤
	山西阳泉五矿	C_4	482	82.06	0.01	0.79	17.05	无烟煤
	山西沁水永红矿	C_3	505	97.36		0.58	0.91	无烟煤
解吸煤层气	辽宁抚顺老虎台	E		79.93		19.51	0.56	长焰煤
	安徽淮南谢一矿	P_1	450	73.45	0.12	1.61	24.82	气煤
	陕西韩城马家沟	C_3		92.98		2.72	4.29	贫煤

3. 煤层甲烷的赋存形式

煤层甲烷以三种状态赋存于煤层中。①以游离状态储集于煤层孔隙、孔洞及裂隙系统中。这部分游离态煤层甲烷可在压力驱动下自由运动，占煤层总气量的 10%～20%。②吸附于煤层孔隙表面。尽管煤层的孔隙度很低，但孔隙内表面积却非常大，1t 煤可达 0.929 亿 m^2 以上。煤层气的 75%～95%以这种方式赋存。煤层对甲烷的吸附属 100%可逆物理过程。③溶解于煤层孔隙水中，但数量很少，一般不到煤层总气量的 1%。

煤可以大量储集甲烷气，最高含量可达 $30m^3/t$ 以上，比相同体积的常规砂岩多储集 1～2 倍。如埋深 900m 的煤层，$1m^3$ 煤含气量达 $28m^3$，而深度、体积与其相同且孔隙度为 30%的砂岩仅储气 $12m^3$。

4. 影响煤层含气量的因素

煤层的甲烷含量与煤层的生气量、孔隙度、吸附能力以及煤层的保存封闭条件有关。生气量对煤层甲烷含量的控制作用仅限于低变质煤层。对于中、高阶煤层，生成的气量远大于煤层的吸附能力，因此，生气量不是含气量的制约因素。煤层的孔隙度随煤阶增高、埋深加大而降低，但煤层气主要以吸附状态赋存，因此，孔隙度变化的影响也远不如煤层吸附能力的影响大。煤的吸附能力主要取决于煤的变质程度和煤层的压力。

(1)煤的变质程度对甲烷吸附量的影响

中国的资料表明，煤对甲烷的吸附量与变质程度的关系不是单一的正相关。在低变质阶段，随变质程度增高，吸附量减小；在肥煤—焦煤阶段，煤层的吸附能力开始随变质程度增高而升高，但吸附能力仍处于相对低状态；至瘦煤、贫煤、无烟煤 3 号和无烟煤 2 号阶段，随着变质程度增高，吸附量继续上升，在无烟煤 2 号阶段达到吸附量顶峰；无烟煤 1 号阶段，吸附量急剧下降，当 R_o 为 7.1%时，煤的吸附量很小或基本不吸附。总之，不同煤阶对甲烷吸附量的大小顺序是：无烟煤 3 号、2 号＞长焰煤、贫煤＞气煤、瘦煤＞肥煤、焦煤＞无烟煤 1 号。

(2)压力对煤层吸附能力的影响

试验表明，随着压力增加，煤吸附甲烷的量呈以下规律逐渐增大：压力在0.1～1.5MPa时，吸附量随压力增加而增加的幅度较大。此后，吸附量随压力增加而增加的幅度减小；当压力大于4MPa时，吸附量增加的幅度很小；当压力达6～8MPa时，吸附量达饱和值，压力增大，吸附量不再增加。

因此，在一定埋深以后，煤层的甲烷含量主要取决于煤阶。总体上，从长焰煤到无烟煤3号、2号，随着煤阶增高，甲烷含量增加，进一步到无烟煤1号，甲烷含量急剧减小。对同一煤阶煤层来说，煤层的甲烷含量随埋深增加而增加。从甲烷风化带到400～800m深度，甲烷气含量增长很快，800～1000m为深度缓慢增长区间，1000～1500m深度甲烷气含量变化不大，为稳定区段。

5. 煤层甲烷的渗滤通道

煤层基岩固有的渗透率很低，一般小于$1\times10^{-3}\mu m^2$，整个煤层的渗透率主要取决于裂隙（也称为割理）的发育情况。割理一般在煤化过程中产生（内生裂隙），也可以由构造力引起（外生裂隙）。煤层中的割理密度比相邻砂岩和页岩中节理密度更大。以煤阶而言，焦煤的内生裂隙最发育，无烟煤次之，再其次是长焰煤。煤层中流体主要通过裂隙输导。

当煤层压力降低到甲烷解吸压力时，甲烷从煤层孔隙内表面解吸，通过孔隙扩散进入裂隙系统，并通过它流向井筒，采出地面。因此，开采煤层气的主要工业措施是：先压裂煤层，增加煤层的割理系统的延伸长度，增加煤层的整体渗透能力；然后排水降压，使煤层气解吸，涌向井筒。利用这些措施，煤层气的最终采收率可达80%～90%。

中国是世界上煤炭资源最丰富的国家之一。截止1982年底资料，全国（不包括台湾）探明储量已达7674亿t，预测储量42805亿t，煤炭总资源量为50479亿t。其中，埋深在1000m以浅的资源量占总量的52.78%，1000～1500m之间的占22.29%，这对煤层甲烷资源的开发利用是有利的。从层位分布而言，太原组（C_2t）占27.28%，山西组（P_1s）、下石盒子组（P_1x）和上石盒子组（P_2s）、龙潭组（P_2l）占30.28%，中、下侏罗统和上侏罗统—白垩系占38.84%，其他聚煤期（华南早石炭世、早二叠世，全国晚三叠世和第三纪）仅占3.6%。从煤阶而言，低变质煤的储量最大，占41.5%，其次为中、高变质煤，占24.16%，两者在形成中国煤层甲烷资源方面，具有极其重要的地位。

根据计算，中国埋深2000m以浅范围内，煤层甲烷资源量为$30\sim50\times10^{12}m^3$，其中，煤层甲烷总资源量大于$1\times10^{12}m^3$的盆地（地区）有鄂尔多斯盆地、沁水盆地、北华北盆地、南华北盆地、吐-哈盆地、准噶尔盆地、滇黔桂（包括川南）地区。因此，中国煤层气的开发前景可观。

七、气水络化物

在高压管道输气时，如果管道内有水，可形成一种固体结晶的气水络化物。在自然界低温低压条件下，烃类气体也可以呈固体气水络化物形式赋存，形成固体气藏。

根据x-衍射分析，这种气水络化物具冰晶管状结构。存在两种晶体结构：一是呈5角12面体，由46个水分子与8个甲烷分子结合而成，其理论分子式为$x\cdot5.75\cdot H_2O$（x为甲烷分子）；另一种为16面体，由136个水分子与8个重烃气体分子结合而成，其理论分子式为$x\cdot17\cdot H_2O$。晶形近似球形，$1m^3$气水络化物中含$0.9m^3$水和$70\sim240m^3$烷烃气。

低温、低压是形成气水络化物的必要条件。据甲烷 水相图，甲烷在0℃和2.6MPa压力下时，形成固体水化物。温度增加，所需压力也增加，温度越低，形成气水络化物的压力越低；当温度高于30℃时，就不再形成气水络化物。在自然界，具备上述温度、压力条件的地区有：①大

陆型：深埋的永久冻结区（厚层冰岩带），世界上已发现的最大大陆型气水络化物气藏是俄罗斯西西伯利亚盆地永久冻土带麦索亚赫甲烷气水络化物气藏，天然气可采储量约4000亿m^3。②海洋型：深海、半深海，大陆斜坡和海隆地区，主要分布在海底沉积物上部300～1000m范围内，其气源可能是生物成因气，也可能为深部来源气。初步估计海洋水深1500m内水域中，有500～250×$10^{12}m^3$气水络化物资源。

中国至今未发现气水络化物气藏，但今后在海域勘探这类气藏的前景值得重视。

第四节　中国天然气藏的分布特征

烃类气藏的形成、聚集与油藏的形成条件大体相同，均受烃源岩的发育情况及其演化程度控制，大多数烃源岩（包括Ⅰ，$Ⅱ_1$型干酪根和富含壳质体的Ⅲ型干酪根烃源岩），在其演化的主要阶段（低熟—成熟阶段）既生油又生气，因此，大多数盆地是油气同源、共同聚集，天然气以伴生气形式赋存。但是由于Ⅰ，$Ⅱ_1$型干酪根以生油为主，Ⅲ型干酪根以生气为主；Ⅰ，$Ⅱ_1$型干酪根在低熟阶段以生气为主，成熟阶段以生油为主；以及Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ型干酪根在高成熟—过成熟阶段，均以生气为主，因此，在那些主要发育Ⅲ型干酪根或气源岩处于低熟或高成熟—过成熟阶段的盆地，均以气藏为主。

除烃源岩对气藏的形成和分布具控制作用外，其他条件，如储集层、盖层的性质，对气藏的分布也有一定影响。气藏与油藏的形成均需圈闭条件，但天然气的赋存形式更多样化。油气运移、聚集条件是油气藏分布的重要因素。如差异聚集作用、次生脱气作用等均可使同一烃源岩形成的油气，差异聚集形成纯气藏，或纯油藏，或过渡型的油气藏。

所有上述因素综合作用的结果，使天然气藏在纵向上和平面上呈现一定的分布特征。

一、天然气藏的纵向分布

1. 纵向上的分带性

中国含油、气盆地内，烃类气藏在纵向上的分布首先表现出不同程度的分带性。一般可划分三个带，即：

（1）浅部含气组合

此带地层温度不超过50℃，气源岩处于低熟阶段，仅形成生物化学成因气。在东部一些断陷盆地内，在浅层非生气层系中，沿断层发育的圈闭内，广泛分布下生上储气藏。天然气赋存形式以纯气藏为主，也有伴生气，但多与重质油—稠油共生。由于气藏浅，一般不同程度地遭受生物降解，天然气为干气。气藏的储集层以碎屑岩为主，孔隙性、渗透率好，盖层主要为泥质岩。构造、岩性、地层圈闭类型都有，但气藏规模以中、小型为主。

（2）中部含气组合

此带地层温度为50～200℃。气源岩中油型、煤型气源岩均发育，但由于处于低熟—成熟阶段，天然气以热解气为主。天然气赋存形式以伴生气为主，还有纯气藏、水中溶解气。本带下部凝析气藏发育。在本带圈闭中也存在深部来源的裂解气，其分布与断裂有关。本带天然气以湿气为主，一般与中质—轻质油伴生。气藏储集层碎屑岩、碳酸盐岩均有，储集空间碎屑岩储集层以中等孔隙为主，碳酸盐岩储集层以裂隙、孔洞为主。盖层为晚成岩阶段的欠压实泥质岩和膏盐岩及泥质灰岩。气藏以中等规模为主。

（3）深部含气组合

此带地层温度超过200℃，在此温度与其相应的压力下，各类烃源岩都处于高成熟—过成

地层系统			气藏气的成因					储集层岩性		
界	系	统	油型气	煤成气	混合气	生物气	无机气	碎屑岩	碳酸盐岩	火成岩和变质岩
Kz	Q	Q_4				○		◒	◒	
		Q_{1-3}				○		◒		
	R	N_2		○				◒		
		N_1	○	○			○	◒		
		E_3	○	○	○	○	○	◒	◒	
		E_2	○	○	○	○	○	◒	◒	
		E_1					○	◒	◒	◒
Mz	K	K_2	○		○	○	○	◒		
		K_1		○		○	○	◒	◒	
	J	J_3		○	○			◒		
		J_2	○	○	○			◒		
		J_1	○	○	○			◒	◒	
	T	T_3	○	○	○			◒		
		T_2	○						◒	
		T_1	○				○	◒	◒	
Pz	P	P_2	○					◒	◒	
		P_1	○	○			○		◒	
	C	C_3		○						
		C_2	○				○		◒	
		C_1	○					◒	◒	
	D						○	◒		
	S		○					◒		
	O	O_3								
		O_2								
		O_1	○	○	○		○		◒	
	Є		○						◒	
Pt-Ar	Z		○						◒	
	AnZ		○							◒

图 8－28　中国各时代地层中气藏天然气的成因类型及其储集层岩性分布图

在前震旦系花岗岩风化壳中已经发现气藏，如辽河坳陷的齐家气藏。

(2)震旦系

该系气藏目前主要在四川盆地发现，典型代表为威远震三—震四²(Z_2dn_3—$Z_2dn_4^2$)气藏。储气层为白云岩，裂隙-孔隙储气，盖层为下寒武统筇竹寺组暗色页岩。气源岩为过成熟(R_o>3%)的灯影组(Z_2dn)藻白云岩。威远震旦系灯影组气藏属纯气藏。

(3)寒武—奥陶系

气藏主要分布在渤海湾盆地、塔里木盆地、鄂尔多斯盆地的海相中、下奥陶统，以油型气为主。

在渤海湾盆地，奥陶系气藏以冀中坳陷居多，储集层主要为峰峰组—上马家沟组碳酸盐岩，一般白云岩的物性好于石灰岩。白云岩储集空间以孔洞为主，裂隙次之，石灰岩则相反。气源岩主要是石炭-二叠纪煤系；可能混入部分奥陶系海相碳酸盐岩及下第三系油气。气藏的形成主要与石炭-二叠系二次生气有关，目前发现的奥陶系潜山气藏都分布在二次生气区内，即埋深一般大于 3000m 的地区。气藏充满程度主要受二次生气强度的控制，如苏 1 井、苏 4 井奥陶系气藏附近生气强度(50～30)亿 m^3/km^2，天然气充满程度为 92.4%～80.8%；苏 6 井奥陶

系凝析气藏附近生气强度为(30～20)亿 m^3/km^3，气藏充满程度为 54%；台家庄奥陶系气藏附近生气强度为(20～10)亿 m^3/km^3，气藏充满程度只有 23.1%～50%。冀中奥陶系气藏与石炭-二叠系气藏一样，为干气或凝析气藏。

塔里木盆地寒武-奥陶系有机质以腐泥型为主，R_o 大于 1.4%，已进入湿气—干气阶段。在塔北隆起区，寒武-奥陶系烃源岩存在二次生烃过程，形成的烃类可聚集在有志留系或石炭系盖层的奥陶系风化壳中或中生界储集层中，已发现轮南、桑塔木、雅克拉、塔中 1 等奥陶系气藏、凝析气藏和油气藏。

鄂尔多斯盆地中部奥陶系马家沟组(O_1m)气藏储集层为古风化壳段，岩性为泥晶、粉晶、中晶白云岩层与含泥、含膏白云岩交互组合。储集空间以溶蚀孔隙为主，盖层为下石炭统铝土质泥岩。气源由上、下古生界混源供给，但以石炭-二叠系高成熟煤成气为主。气藏气属干气，凝析油含量极低。

(4)石炭-二叠系

石炭-二叠系是中国的重要产气层，分布地区很广泛。无论西部、中部及东部均已发现大量天然气藏。天然气成因有高成熟—过成熟的油型气，这主要在南方，如四川盆地；煤成气却主要分布在北方，如华北地区(包括鄂尔多斯盆地)以及西部地区。

四川盆地有阳新统(P_1y)、长兴统(P_2ch)形成的油型气藏和龙潭组(P_2l)的煤成气藏以及它们的混合气藏。由于气源岩已处于高成熟—过成熟阶段，主要形成纯气藏，储集层都是碳酸盐岩。在该盆地上二叠统长兴组中还发现有生物礁气藏，如建南长二段气藏，储集层为生物礁相白云岩，气源岩除生物礁自身外，主要为下伏龙潭组煤系。

华北地区在鄂尔多斯盆地中已发现了刘家庄、胜利井等气藏。中央隆起带东坡上的靖边中部奥陶系顶部风化壳大气田，石炭-二叠系煤系是其烃源岩之一。

塔里木盆地石炭系-下二叠统为碳酸盐岩及碎屑岩，有机质以混合型为主。叶城凹陷 R_o 为 1.3%～1.83%，为凝析油—湿气阶段。盆地东部进入高成熟阶段，阿瓦提—满加尔凹陷中心已达到湿气—干气阶段。

准噶尔盆地二叠系气源岩为腐殖-腐泥型，热演化程度高，如昌吉凹陷二叠系已达过成熟生气阶段。玛湖凹陷二叠系烃源岩以生油为主，加之冲断带天然气的保存条件差，仅形成小型气顶气藏或纯气藏。

渤海湾及南华北盆地，已发现有苏桥—文安凝析气藏。东濮凹陷气田储集层为沙四段(E_2s_4)砂岩，气源岩为石炭-二叠系煤系，煤化程度已进入高变质的贫煤、无烟煤阶段，以生干气为主。

(5)三叠系

以油型气占主导地位，三叠系是中国凝析气藏分布的重要层系之一。四川盆地有大量三叠系气藏，其中，中、下三叠统气藏分布于雷口坡组(T_2l)、嘉陵江组(T_1j)和飞仙关组(T_1f)。气源岩已进入高成熟阶段，主要为油型气，形成纯气藏，伴少量凝析油。该区储集层以海相碳酸盐岩为主。塔里木盆地也发育有三叠系气藏，如轮南中、上三叠统凝析气藏，吉拉克气田中、上三叠统气藏，以及鄂尔多斯盆地马家滩延长组(T_3y)气顶气藏等。其储集层均为碎屑岩类。准噶尔盆地克拉玛依地区三叠系烃源岩形成了夏子街和乌尔禾三叠系砂砾岩气顶气藏。

煤成气仅在四川盆地川中、川西北的上三叠统须家河组发现。

(6)侏罗系

中国在这个重要的成煤时期，广泛沉积了一套含煤层系，气藏以煤成气为主，占该层系气

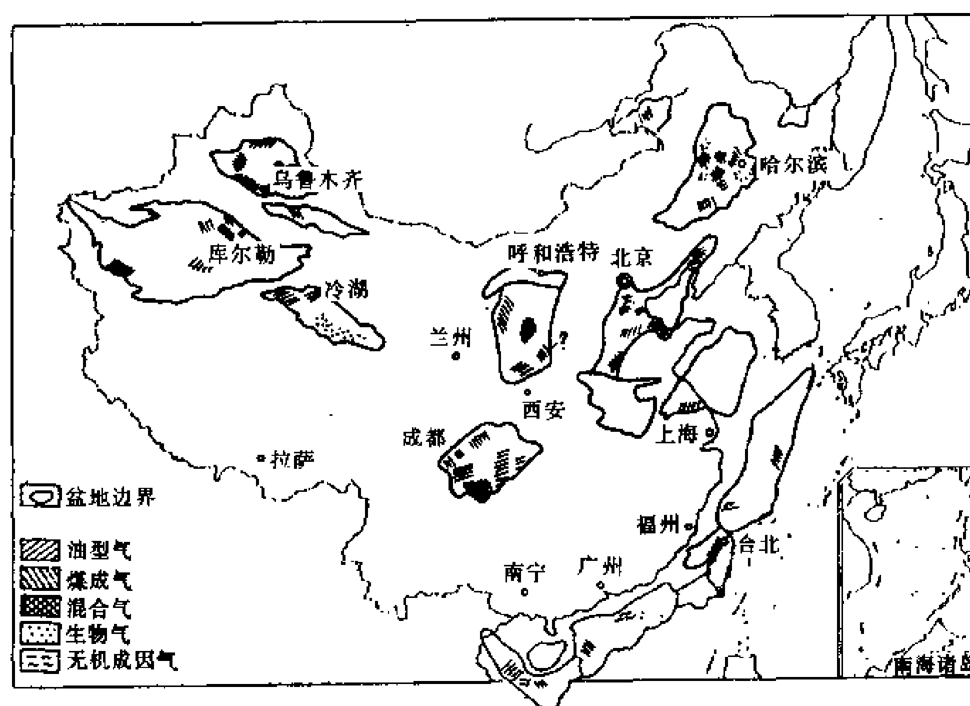


图 8－29　中国不同成因类型天然气藏的平面分布示意图

2. 中部气区

以发育古生界为主，均属于构造稳定地区。其北部属北方大陆的华北陆块的西部，鄂尔多斯盆地为其代表；其南部为南方大陆的扬子陆块的上扬子区，四川盆地为其代表。但由于古老海相气源岩已处于高成熟—过成熟阶段，以生气为主，形成纯气藏，是中国典型的含气盆地区。中生代烃源岩处于成熟阶段，天然气主要以溶解气赋存，仅有少量气顶气及小型纯气藏。

3. 东部气区

东部气区与西部气区截然不同，中、新生代一直处于伸展拉张的地球动力环境，基底和盖层的构造运动都很活跃，断层发育。因此，东部气区出现了与西部气区不同的天然气地质与地球化学特征：

1)普遍存在幔源氦(^3He)的侵入影响，出现 R/R_a 大于 1 的天然气(参阅本章有关 He 小节)；

2)分布了幔源火山成因的 CO_2 气藏(参阅本章有关 CO_2 气的论述)；

3)中、新生代地层发育，油型气源岩主要处于低熟—成熟阶段，是油、气藏共存的区域，天然气以伴生气为主，气层气处于从属地位；

4)由于晚期断层发育，在上第三系发育浅层干气藏。

三、天然气藏的聚集特点

1. 生气中心及其周围是气藏形成、富集的有利地区

生气中心系指生气强度最大处，它是烃源岩厚度、有机质类型、有机碳含量和成熟度的综合体现。中国许多煤成气藏、油型气藏和生物气藏均分布在生气中心及其周围。

四川盆地川西绵阳一带有须家河组(T_3x)生气中心，最大生气强度为 200 亿 m^3/km^2。在此，既在须家河组(香溪群)发现许多自生自储的气藏(田)(中坝、大兴西、平落坝、汉王场、八角

场、老关庙、文兴场和柘坝场)，也在侏罗系中发现下生上储气藏(新场、孝泉、合兴场)。冀中坳陷石炭系、二叠系的生气中心在刘其营一带，最大生气强度大于60亿m^3/km^2，在中心及其西南轴部发现5个气(油)藏。在中心的西南部，随生气强度的减弱，气(油)藏的充满度亦随之减少。鄂尔多斯盆地西部在石咀山一带有一个石炭系和二叠系的生气中心，最大生气强度大于70亿m^3/km^2，中心的轴部南段已发现由胜利井、胜利井北、刘家庄等气藏和色伦卡得庙、哈什图东等含气构造组成的含气带。近年来，在塔里木盆地库车坳陷中、下侏罗统生气中心的南翼，即塔北隆起北部发现提尔根气田、红旗气藏、英买力气田和牙哈气藏(田)。这些气藏(田)的气源主要是从库车生气中心来的，生气中心最大生气强度达100亿m^3/km^2。

除少数小气藏外，中国绝大部分煤成气藏位于生气强度大于25亿m^3/km^2的地区。如渤海湾盆地的文留、白庙、濮城、马厂、刘其营，鄂尔多斯盆地的胜利井，琼东南盆地的崖13-1，四川盆地的中坝、八角场、老关庙、文兴场和九龙山气藏(田)等。

2. 生气区内的古隆起和古构造有利于形成天然气藏

(1)区域古隆起的高部位含气带发育

在生气区内长期发育的区域性古隆起，有利于长期、大面积地从四周捕获天然气，因而所形成的气藏往往具有含气面积大、充满程度高的特征。以四川盆地泸州印支期古隆起为例，在核部约300km^2范围内，发现的气藏很多。古隆起的高部位不仅背斜含气，向斜也普遍有气，很少见水或无水，如在云锦向斜轴部也发现了气田。古隆起顶部的气藏普遍比外围低部位气藏的充满度大，例如古隆起顶部的阳高寺、庙高寺、付家庙等气田的气藏高度均大于100m，充满度为70%～80%，甚至含气范围大于局部构造圈闭；而外围地区的高木顶、旺隆场和塘河等气田含水十分明显，气藏高度不足100m，充满度均小于40%[1]。

(2)局部古构造天然气富集

处于生气区内的古构造，也有利于长期捕获四周运移来的大量天然气，聚集形成较大的气藏(田)。中国许多大中型气田都与这类古构造有关。如崖13-1气田、涩北1号气田、涩北2号气田、文留气藏等。

根据古构造发育与聚气时间的相互关系，古构造聚气作用分为两种类型。

一是同步型聚气(涩北型)，古构造的形成过程和聚气作用几乎是同时进行。柴达木盆地东部三湖坳陷发育有这种类型的极好实例(图8-30)。三湖坳陷为新生代晚期形成的大型快速沉积坳陷。由于喜马拉雅末期构造运动的影响，在相对沉降的同时，形成了一系列缓倾角(倾角小于1.8°)、小幅度(闭合度小于100m)的同生背斜构造，组成北西西向成排成带同生背斜，各排同生背斜带基本就是一个气聚集带。由于每个气聚集带中的同生构造距离生气凹陷中心不同，含气性也明显有别。盐湖气聚集带距生气凹陷中心较远(约20～40km)，其含气性较差，发现2个气田(盐湖、驼峰山)，天然气的充满系数只有4%左右；距生气凹陷中心约10～15km的涩北气聚集带，发现涩北1号、2号两个中型气田，天然气充满系数为40%～70%；而处于生气凹陷中心的台南天然气聚集带，含气性最好，发现三湖坳陷最大气田——台南气田，天然气充满系数达100%。

二是滞后型聚气(崖13-1型)，这种聚气作用在构造形成之后进行。中国琼东南盆地的崖13-1气田、四川盆地中坝气田等都具有这种特征。

崖13-1气田赋存于基岩隆起断棱带上的北西向短轴继承性古构造上，古构造主要成型

[1] 张继铭等.1984.四川盆地碳酸盐岩油气田

图 8-30 柴达木盆地东部三湖坳陷生物气藏聚集区分布图

1—地面构造；2—气田；3—地震解译圈闭显示；4—卫星照片解译圈闭显示；
5—航磁解译圈闭显示；6—最好生气范围；7—生气范围；
8—气藏聚集带分区线；9—气藏聚集带

于渐新世。崖城组（中、上渐新统）形成的生物气，由于上、下第三系不整合，陵水组（E_2l）构造顶部出露，而使同步型气藏被破坏。现今发现的湿气是热降解成气的产物，它是在渐新世古构造形成之后运移聚集起来的，即是古构造形成后聚集起来的气藏。

3. 碳酸盐岩地层的古风化壳圈闭是天然气富集的重要场所

碳酸盐岩地层往往物性较差，地层孔隙度很低。但处于古侵蚀面上的碳酸盐岩地层，由于受古岩溶作用，孔、洞、缝发育，改善了储渗条件。若存在古风化壳圈闭，则有利于成藏。

中国目前最大气田鄂尔多斯盆地中部气田，就是在奥陶系古风化壳圈闭中成藏的。塔里木盆地、四川盆地和渤海湾盆地，在奥陶系顶面古风化壳的圈闭中也发现了气藏（田）。

根据古风化壳的产状，可分为面型古风化壳和线型古风化壳。前者沿古风化面发育，有一定厚度，呈面状；后者沿断裂或节理或接触带发育，一般与古风化面有相当大的角度，以至呈垂直线状分布。与之相应形成两种古风化壳圈闭气藏。

鄂尔多斯盆地中部气田，是在典型的面型古风化壳圈闭中形成的（图 8-31）。中部气田马家沟组储集层由马五$_1$—马五$_4$ 层古风化壳组成，厚 50～65m。原为一套台坪相白云岩与含泥含膏白云岩交互的岩性组合，经古岩溶作用，改造和提高了储集物性。岩溶带横向分布稳定，大范围内可追踪对比，但同时有相当大的非均匀性。自上而下可分为 10 个气层，其中马五$_1^3$ 和马五$_4$ 为主力气层。储集层基本可分为两类：一是裂缝-溶蚀孔洞型，以层间岩溶形成的孔洞为主，孔洞大小为 1～4μm，密度一般占柱面的 10%～30%，孔隙度为 3.2%～19.2%，渗透率一般大于 $1\times10^{-3}\mu m^2$。同时发育较多沟通溶蚀孔洞的微细裂缝，对提高渗透性起很大作用。这类储集层主要发育在马五$_1$ 和马五$_4$ 气层组中。二是溶蚀孔洞-裂缝型。主要由微细裂缝及充填程度较高而孤立存在的孔洞组成，水平裂缝很发育。孔隙度为 2%～5%，渗透率为（0.01～1.5）$\times10^{-3}$ μm^2。这类储集层主要发育在马五$_2$—马五$_3$ 气层组中。

四川盆地二叠系阳新组（P_1y）碳酸盐岩地层，经东吴运动抬升剥蚀后，在其顶部形成较厚风化带。川南钻探证明，以其顶部 80m 内的古岩溶最发育，并多为线型古风化壳，为阳新统气

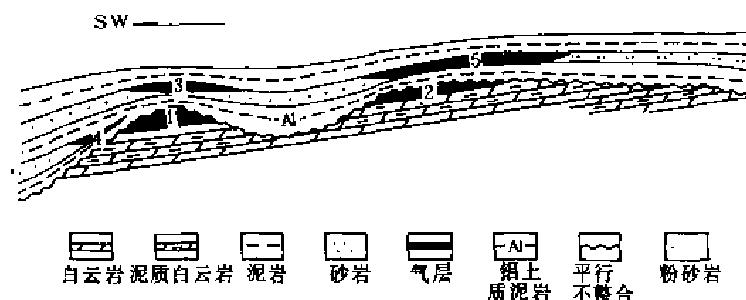


图 8-31 鄂尔多斯盆地中部气田剖面图
(据李启明,1992)

藏的形成、富集提供了有利条件。泸州地区许多裂缝气藏,实际上是多个线型古风化壳圈闭成藏的结果。例如在纳溪构造东高点,6 口井中发现 5 个阳三² 线型岩溶古风化壳气藏。

4. 晚期大型隆起上,水中溶解气脱气形成气藏

四川盆地威远上震旦统气藏的形成可为实例。威远地区直到喜马拉雅运动才挤压褶皱,上升为大型穹窿背斜。而在喜马拉雅期以前的地史上,威远地区一直为乐山—龙女寺古隆起的东南斜坡。震旦系灯影组烃源岩有机质开始成熟于志留纪末,在二叠纪末达到生油高峰,侏罗纪末几乎全部裂解为干气。该气藏是一个底水体积很大的块状气藏。据计算,目前构造圈闭范围内地下水中溶解气总量约为 300 亿 m^3。据此推测,此气藏在成藏前天然气可能呈水溶气状态赋存于地层中。由于当时地层埋深大,压力高,水中溶解气量显然比现在更大。喜马拉雅运动形成大型圈闭,地层抬高,压力下降,导致天然气从水中分离出来,最终形成现在的游离气藏。这样,可以较好地解释构造内水体积大而天然气充满程度不高(仅 25%)的现象,而且也能说明古老天然气得以长期保存下来的原因。

5. 烟煤煤系内部及其上、下,与其沟通的圈闭对天然气富集成藏有利

崖 13-1、中坝、丘东、平湖、锦水和铁砧山等气田均是在烟煤煤系中发现的。文留、汪家屯和英买力等气田则是在烟煤煤系之上与之有关的圈闭中成藏的。中国目前发现的大中型气田,约有一半受此因素制约。

参 考 文 献

包茨. 1988. 天然气地质学. 北京:科学出版社

中国地质科学院天津矿产地质研究所. 1980. 中国震旦亚界. 天津:天津科学技术出版社

伍致中,王生荣,卡米力. 1986. 新疆中下侏罗统煤成气初探. 见:天然气勘探. 北京:石油工业出版社

田在艺,戚厚发. 1986. 中国主要含煤盆地天然气资源评价. 见:天然气勘探. 北京:石油工业出版社

刘英俊等. 1984. 元素地球化学. 北京:科学出版社

华阿新. 1991. 华北中、上元古界有机质成烃作用及生物标记化合物特征. 见:中国科学院兰州地质所生物气体地球化学开放研究室《研究年报》. 北京:科学出版社

关德师,程克明,张文正,裴戈. 1991. 依模拟实验结果论不同母质产油气特征及潜力. 天然气地球科学,2(1)

李明潮,张五侪主编.1990.中国主要煤田的浅层煤成气.北京:科学出版社

邹才能,赵文智,龙道江.1992.吐鲁番-哈密盆地烃源岩的母质类型与热演化特征.石油勘探与开发,19(2)

陈安定,刘桂霞,连莉文等.1991.生物甲烷形成试验与生物气聚集的有利地质条件探讨.石油学报,12(3)

陆伟文,海秀珍.1991.生物气模拟生成实验及地层中生物气生成量之估算.石油实验地质,13(1)

张文正,裴戈,关德师.1991.烃源岩轻烃生成与演化的热压模拟实验研究.石油勘探与开发,18(3)

张文正,刘桂霞,陈安定等,1987.低阶煤及煤岩显微组分的成烃模拟实验.见:煤成气地质研究.北京:石油工业出版社

张义纲,陈焕疆.1983.论生物气的生成与聚集,石油与天然气地质,4(2)

张继铭,黄鉴平.1984.四川盆地碳酸盐岩油气田,天然气勘探与开发(专辑),(4)

宋岩,戴金星.1991.中国东部温泉气的组合类型及其成因初探.天然气地球科学,2(5)

周翥虹,连莉文等.1990.柴达木盆地东部第四系生物气模拟及其应用.天然气地球科学,1(2)

范璞主编.1990.塔里木盆地油气地质(7)—塔里木油气地化特征.北京:科学出版社

郝石生,高耀斌,张有成等.1990.华北北部中—上元古界石油地质学.东营:石油大学出版社

徐永昌等.1985.中原,华北油气区煤型气地化特征初探.沉积学报,3(2)

戚厚发.1985.煤系天然气与煤层瓦斯甲烷碳同位素的差异及影响因素的初步探讨.石油实验地质,7(2)

韩德馨,杨起主编.1980.中国煤田地质学(下册).北京:工业出版社

傅家谟,贾蓉芬,刘德汉等.1989.碳酸盐岩有机地球化学.北京:科学出版社

傅家谟,刘德汉,盛国英.1990.煤成烃地球化学.北京:科学出版社

戴金星.1985.中国含硫化氢的天然气分布特征、分类及其成因探讨.沉积学报,3(4)

戴金星,宋岩.1986.煤成气型生物成因气及其成因的探讨.见:有机地球化学和陆相生油.北京:石油工业出版社.297～304

戴金星.1988.云南省腾冲县硫磺塘天然气的碳同位素组成特征和成因.科学通报,(15)

戴金星,戚厚发.1989.我国煤成烃气的 $\delta^{13}C-R_o$ 关系.科学通报,(9)

戴金星,戚厚发,郝石生.1989.天然气地质学概论.北京:石油工业出版社

戴金星.1990.概论有机烷烃气碳同位素系列倒转的成因问题.天然气工业,10(6)

戴金星,裴锡古,戚厚发主编.1992.中国天然气地质学.卷一.北京:石油工业出版社

戴金星,陈英.1993.中国生物气中烷烃组分的碳同位素特征及其鉴别标志.中国科学(B辑),23(3)

戴金星,宋岩,孙永祥.1993.吐鲁番-哈密盆地的煤成气.石油勘探与开发,20(2)

Hunt J M. 1979. Petroleum geochemistry and geology: W. H. Freeman and Co, San Francisco

Jeffery A W A., et al. 1988. Hydrocarbons and inorganic gases in the Graxberg - 1 well, Siljan Ring, Sweden, Chem, Geol., Vol. 71

第九章 原油性质

研究原油性质，对探索石油成因、了解母质类型、进行油源对比、认识演化程度，进而指导油气勘探和评价油品工业价值等方面，都具有重要的理论和实用意义。

中国的石油，主要形成、聚集在中、新生代陆相地层内。陆相原油以石蜡基为主，一般具有高含蜡、低含硫、低 V/Ni 值等特点。深入研究这些特点的形成条件，对建立陆相生油理论是必不可少的。

中国的陆相原油一般低含硫，但也有高含硫原油。前者与淡水—微咸水介质条件下形成的生油层有关，后者与咸水介质条件下形成的生油层相联系。在中国，稠油广泛分布，但在深层及煤系中，也普遍分布有轻质油。前者的成因主要与生物降解作用有关，而后者却与热蚀变作用和煤系特殊的生油、初次运移以及良好的保存条件有关。由于高含蜡，原油一般均为高凝原油，但也有特低凝原油，凝固点最低可达－76℃，后者的成因也与生物降解作用有关。中国凝析油广泛分布，一般为高成熟热解产物，也存在煤系生成的低成熟凝析油。按成熟度划分，中国原油有高成熟、成熟、低成熟之别，在某些盆地，未成熟原油也有不少发现。研究不同性质原油的形成条件，是石油地球化学研究的重要课题。

本章主要论述中国原油性质在空间上的变化规律，阐明不同性质原油形成的地质条件，从而建立原油性质的演化模式，并进行成因分类。

第一节 中国原油性质及其与油层深度的关系

一、原油性质的指标及其协变性

反映原油性质的指标很多，但研究得比较多且较深入的还是原油的物理性质指标和少量化学性质指标。原油性质的主要指标有：

1．常规的物理—化学指标

(1)相对密度

原油相对密度是 20℃时单位体积内原油的质量与 4℃时同体积水的质量之比。原油的相对密度取决于原油中不同分子量烃类化合物成分的比例，即取决于原油的平均分子量。相对密度是原油性质的一项非常重要的总体指标，它大体综合反映了原油的粘度、分子量、初馏点和馏分含量，它与其他一些指标之间有密切的协变关系(表 9－1)。中国原油相对密度最小的是凝析油(0.76～0.80)，最大的可大于 1，即比水的密度还大。按相对密度可对原油分类(图 9－1)。

(2)粘度

粘度是原油分子间运动互相阻力大小的指标。原油的分子量越大，分子相互作用力越强，运动的阻力也就越大，即粘度越大。因此，原油的相对密度与粘度之间应呈正相关关系。根据中国 20 个含油盆地近 2000 份样品分析数据统计，不仅证实了原油的相对密度与粘度之间的正相关关系(表 9－1)，且相对密度越大时，粘度随相对密度增加的速率越大。原油的粘度与温度有关。温度升高，粘度急剧降低。中国原油 50℃时的粘度从数 mPa·s 变化到数万 mPa·s。

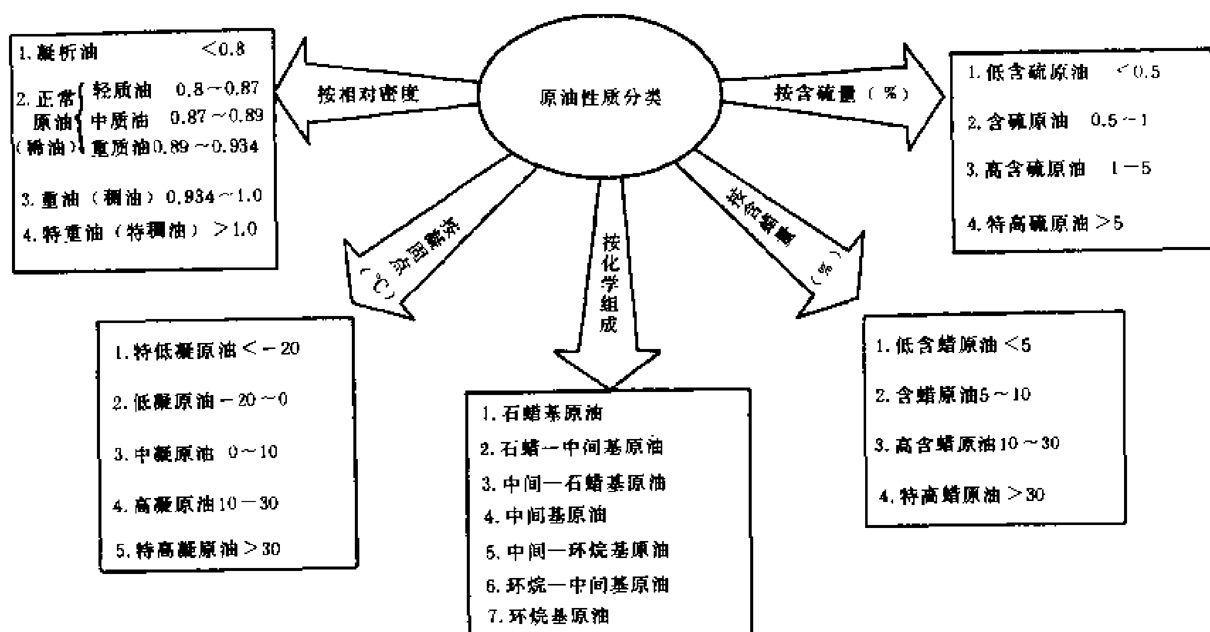


图 9-1 原油性质分类图

(3)初馏点和馏分含量

轻质油相对重油的初馏点低，低温馏分含量高。根据中国原油分析资料统计，原油相对密度与初馏点之间呈正相关关系；与 300℃馏分含量之间呈负相关关系(表 9-1)。但应该指出，同一相对密度值的原油，其初馏点含量变化范围较大。这说明，相对密度小的原油并不一定含低沸点烃类化合物，而相对密度大的原油不一定不含低沸点烃类化合物。

(4)胶质＋沥青质含量

胶质和沥青质是原油中含杂元素氧、硫、氮的高分子烃类化合物。凝析油、轻质油中胶质＋沥青质含量很低，重油、特重油的胶质＋沥青质含量可达 50%，有时甚至几乎全由胶质和沥青质组成。原油中胶质和沥青质既可由生油母质中继承而来，也可在原油的生物降解过程中产生。

胶质和沥青质系分子量上千至数万的非烃化合物，其含量的升高，必然引起整个原油相对密度的升高。中国 20 个含油盆地约 1000 份原油样品分析数据的统计结果明显证实了上述关系(表 9-1)。

综上所述，原油相对密度与粘度和胶质＋沥青质含量均呈正相关关系，原油粘度与胶质＋沥青质含量之间也呈正相关。胶质＋沥青质含量是影响原油粘度的主要因素，但并不是唯一因素。原油中的含蜡量也是影响原油粘度的重要因素。蜡具有较高熔点(40～60℃)，当测定粘度时，温度在蜡熔点以下时，蜡便以固体状态析出，而使原油的粘度急剧上升。

(5)族组成

原油的族组成包括石蜡烃、环烷烃、芳香烃和非烃(胶质和沥青质)化合物。按原油的族分组成可对原油分类(图 9-1)。中国绝大部分凝析油、轻质油和中质油属石蜡基，而重质油、重油属中间基或环烷基。原油的相对密度是其不同密度的族组成含量比例的综合反映。在这些成分中，前三者为相对轻的族分，非烃是相对重的族分。较轻的原油必然前三者含量高，而这三者中，芳香烃含量一般变化不大，故它对整个原油的相对密度影响不大。因此，轻质油一般都是

饱和烃含量相对高的原油，重质油一般都是非烃（胶质＋沥青质）含量高的原油。

原油的相对密度、粘度、初馏点、馏分含量和族组成是反映原油遭受生物降解、热蚀变程度和原油成熟度的重要指标。

（6）含硫量

原油中硫以有机硫化物形式赋存。硫是影响原油炼制工艺和原油经济价值的重要指标。根据含硫量可对原油分类（图 9－1）。中国陆相原油大部分为低含硫原油。但也有部分特高硫原油，如江汉盆地潜江凹陷潜江组（$E_{2-3}q$）和冀中坳陷晋县凹陷沙四段（E_2s_4）、孔店组（$E_{1-2}k$）原油。原油含硫量与相对密度正相关（表 9－1）。但还发现，不同类型的原油，相对密度与含硫量的关系曲线有很大差别。一类原油，含硫量随相对密度的升高而增加，但关系曲线的斜率很平缓（图 9－2），如中国中、下侏罗统原油，松辽盆地、二连盆地白垩系原油，辽河、黄骅、渤海海域、冀中坳陷北部、酒西盆地下第三系原油以及鄂尔多斯盆地三叠系原油等。相对密度为 0.80～0.85 的轻质油，含硫量一般小于 0.1％，而相对密度 0.9 以上的重质油、重油，含硫量一般也

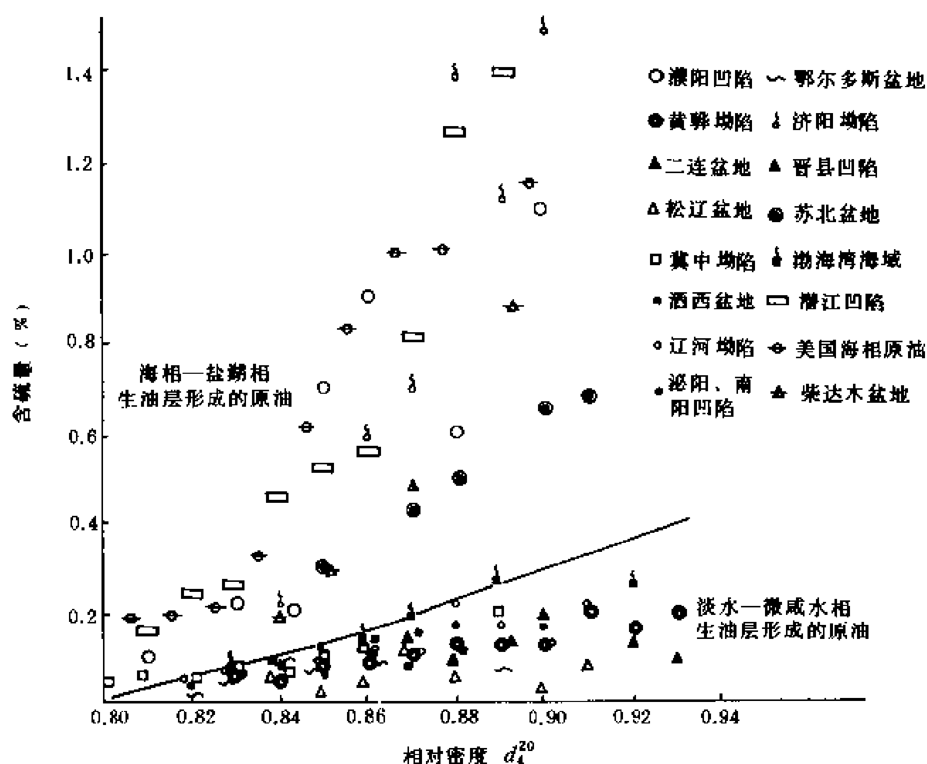


图 9－2　原油含硫量与相对密度关系图

不超过 0.5％。这类原油均系淡水—微咸水湖相生油层所形成。另一类原油，含硫量随相对密度增加而增加的速率很快，如江汉盆地的潜江凹陷、柴达木盆地西部、渤海湾盆地的东濮凹陷北部、冀中坳陷晋县凹陷下第三系原油以及济阳坳陷部分沙一段（E_3s_1）、沙四段原油，相对密度为0.8～0.85的轻质油的含硫量即达 0.1％～0.5％，相对密度为 0.9 以上的重质油、重油，含硫量一般在 1％以上，最高可达 10％。此类原油均为盐湖相生油层所形成。

关于原油中硫的来源，主要有三方面：

1）从生油母质继承而来。但作为生油母质的有机质本身，硫含量是比较低的，不论是陆源植物还是水生生物（包括淡水湖泊、海洋的生物等）的有机物化学组成中，含硫量均很低，且差

别都不大，不足以引起原油含硫量如此大的差别。

2)有机质从沉积水介质中的硫酸盐中摄取。在生油层沉积成岩过程中，有机质在脱硫细菌作用下，使沉积水介质中的硫酸盐还原为硫化氢，当沉积物中富含铁、锰等氧化物时，一部分与硫化氢作用生成硫化铁、硫化锰等物质，剩余下来的硫化氢，将部分进入干酪根中，并演化形成高硫原油。因此，沉积岩有机质的含硫量将取决于水介质中的硫酸盐含量和沉积物中的铁、锰氧化物含量的多少。一般碎屑岩沉积物中铁、锰氧化物含量比碳酸盐岩沉积物中高，因此，海相碳酸盐岩生油层生成的原油，一般比碎屑岩生油层生成的原油富含硫。而碎屑岩生油岩生成的原油的含硫量，主要取决于沉积时水介质中硫酸盐含量。这一过程大体上能使原油含硫量增至百分之零点几到 1%左右。

3)地层剖面富含石膏等硫酸盐时，通过生物降解作用，可使原油中含硫量从 1%增至 10%以上(其机理详见本章第三节)。

因此，可利用原油含硫量分析数据来确定生成该原油的生油层的沉积时的水介质条件。但必须注意，原油中含硫量与相对密度正相关。因此，在利用原油中含硫量作为研究生油层沉积时水介质条件的指标时，必须用相同相对密度原油的含硫量来作比较指标。更可靠的办法是用系列相对密度原油的含硫量关系曲线来比较。在淡水—微咸水介质条件下所生成的一系列相对密度原油含硫量都比较低，硫酸盐湖相条件下所生成的系列相对密度原油的含硫量普遍比较高，而半咸水至海相沉积条件下生成的系列相对密度原油的含硫量则介于两者之间(图 9-2)。因此，根据同一含油层系原油相对密度与含硫量关系曲线，可以推断生成该系列原油的生油层的沉积水介质条件。

(7)含蜡量

蜡是原油中含有 $C_{23}-C_{35}$或更高碳数烷烃的高分子量化合物。

按含蜡量可对原油分类(图 9-1)，中国陆相原油以高含蜡、特高含蜡为主，低含蜡原油仅见于凝析油、轻质油和生物降解后的重油。原油中蜡由生油母质继承演化而来，因此含蜡量是确定生油母质性质的重要指标。

蜡含量决定着原油加工时脱蜡工序的复杂程度，而蜡本身又是重要的化工原料，因此影响着原油的经济价值。

蜡的分子量在原油组成中处于中间状态。从化学观点来看，原油中蜡含量的多少，不应对原油相对密度产生直接影响，但统计结果表明，二者仍然存在一定的关系。总的趋势是：在低相对密度区间内，原油含蜡量随相对密度增加而升高；在高相对密度区间则相反，原油含蜡量随相对密度增加而降低(图 9-3)。这种现象必须从原油的成因与演化上去寻找答案。比较合理的解释是：当原油遭受生物降解时，食蜡细菌逐渐“吃”掉原油中的蜡成分，使之转化为非烃类物质。因此，随着原油生物降解程度加剧，原油的相对密度增大，含蜡量减小，非烃成分增加。而原油的热蚀变作用又使原油中蜡成分在高温、高压条件下分解为低分子、低凝固点烷烃，使含蜡量随相对密度的降低而减小。总之，蜡一般富集在中等相对密度原油中。

(8)凝固点

按凝固点可对原油分类。中国陆相原油大多属高凝和特高凝一类，陆相低凝原油仅见于生物降解后的重油。

原油的含蜡量与凝固点之间明显正相关。中国原油含蜡量与凝固点之间的数字统计关系见表 9-2。从表可以看出，低含蜡原油凝固点一般为负值，属低凝或特低凝原油；高含蜡原油凝固点一般为正值，属高凝原油；特高蜡原油相应地为特高凝原油。

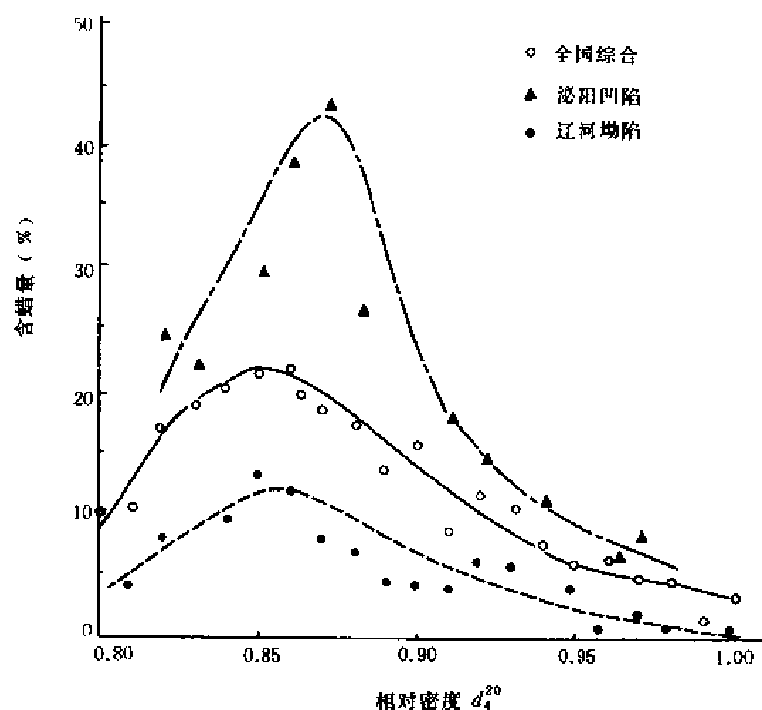


图 9-3　中国原油含蜡量与相对密度(d_4^{20})关系曲线图

表 9-2　中国原油含蜡量与凝固点关系数据表

含蜡量(%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
凝固点(℃)	−15	−13	−2	0	−3	−2	1	13	18	7	23	22	24	26	27	28	27	33	31	32
含蜡量(%)	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	38	41	47	50
凝固点(℃)	33	33	32	34	36	35	33	35	34	35	36	44	42	36	44	42	42	51	51	46

2. 几项常用的地球化学指标

(1)原油灰分中 V,Ni 含量,Ni 卟啉化合物含量和 V/Ni 值

从不同相对密度原油灰分中 V,Ni 含量的数据(表 9-3)可以看出,这两种元素含量都是随原油相对密度增加而增加。在轻质油中,V,Ni 含量低,Ni 含量一般不超过 5μg/g,V 含量不超过 0.5μg/g。而重油和特重油中,V,Ni 含量剧增(表 9-3),一般 Ni 含量达数十 μg/g,V 含量为数 μg/g。中国原油中 Ni 主要以 Ni 卟啉化合物的形式存在,其含量同样随原油相对密度的增加而增加(图 9-4)。在轻质油中,Ni 卟啉含量一般小于 10μg/g;而重油和特重油中含量为数十 μg/g,最高达 148.7μg/g(潜江凹陷王场油田王 2 井)。

表 9-3　中国重油和特重油 V,Ni 含量数据表

地　　区	层　　位	相对密度 d_4^{20}	Ni 含量(μg/g)	V 含量(μg/g)
埕北油田	E_3d	0.95	36.2	1.8
高升油田	$E_{2-3}s$	0.9472	122.5	31.0
欢喜岭油田锦 16 块	$E_{2-3}s$	0.9312	31.7	0.7
羊三木油田	N_1g	0.9492	25	0.92
克拉玛依油田重一井	T	0.9609	110	<0.1
塔里木盆地轮南 1 井	O	0.9332	21.3	76.67

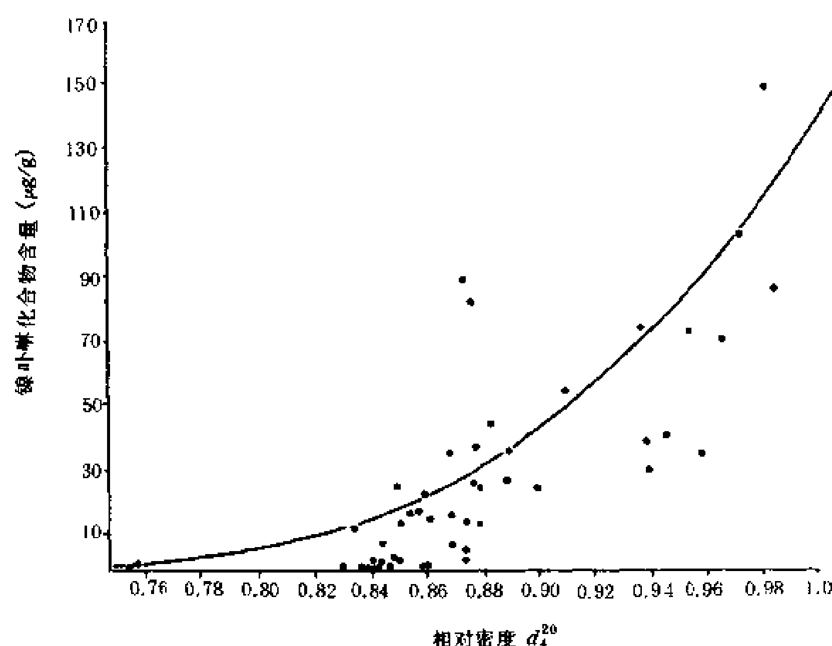


图 9-4　中国部分含油盆地原油相对密度与镍卟啉化合物含量关系图

前已述及原油相对密度与胶质+沥青质含量正相关，又与 V,Ni 含量正相关，因此，原油中 V,Ni 含量必然与胶质+沥青质含量正相关。在轻质油中，胶质+沥青质含量一般不超过 10%，平均为 7%，Ni 含量平均为 1.5μg/g，V 含量平均为 0.1μg/g；而重油和特重油中，平均胶质+沥青质含量为 34%，Ni 含量平均为 38μg/g，V 含量平均为 1μg/g 左右。原油中 V,Ni 的富集显然与胶质+沥青质含量的增加有关。其原因主要是原油遭受生物降解以后，胶质+沥青质含量增加，而后者的增加，又引起原油中 Ni,V 卟啉化合物的富集，从而使 V,Ni 含量增加。生、储油层的沉积环境、生油母质的性质以及原油的成熟度，都可能是影响原油中 V,Ni 卟啉化合物含量的因素。例如，柴达木盆地西部凹陷的原油相对密度不高，而 V,Ni 含量却比较高，就可能与生、储油层的沉积环境有关。

原油中 V,Ni 的绝对含量与相对密度正相关，而 V/Ni 值却与原油的相对密度无关。研究表明(杨志琼等，1986)，中国陆相原油普遍富含 Ni，并以 Ni 卟啉形式存在，V 含量甚微，很少发现 V 卟啉。因此，V/Ni 值低已成为陆相原油的重要标志之一。根据中国主要含油盆地 142 个样品分析数据，在 V,Ni 含量关系图(图 9-5)上，以 V/Ni 值等于 1 的等分角线为界，中国陆相原油几乎全部位于该等分角线以下范围内，即 V/Ni 值小于 1；而且离等分角线越远，其

V/Ni 值越小。而塔里木盆地奥陶系、石炭系和苏南句容凹陷容 2 井及容 3 井三叠系海相原油的点均位于等分角线以上，即 V/Ni 值大于 1。也有一种特殊情况，当原油成熟度较高时，因 V 卟啉比 Ni 卟啉稳定，亦可在陆相原油中出现 V 卟啉优势。如鄂尔多斯盆地三叠系延长组（T_3y）原油就属这种情况。

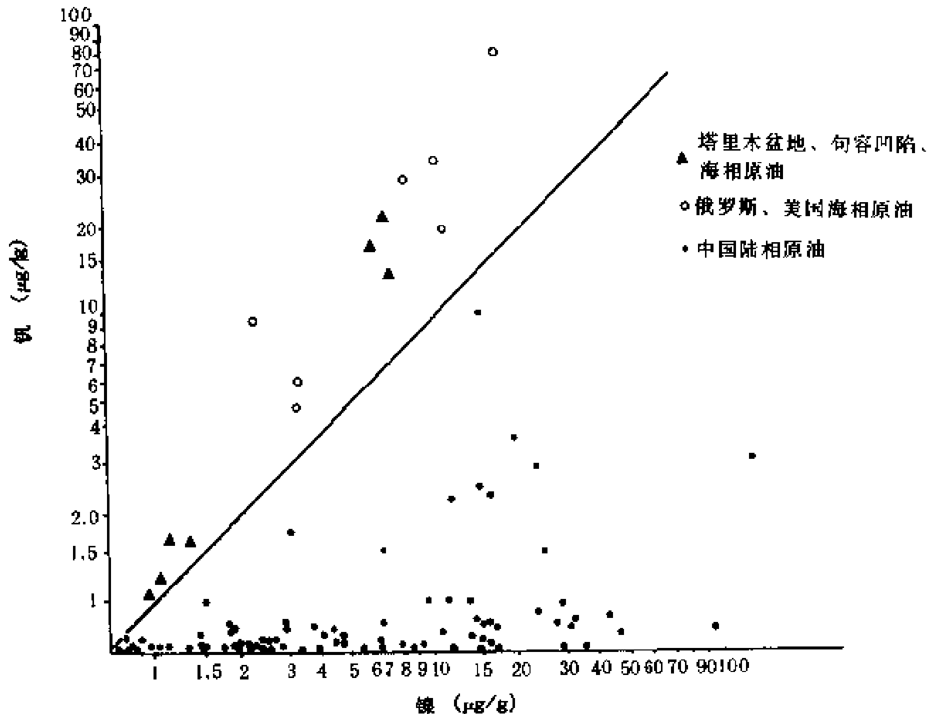


图 9－5　海相、陆相原油的 Ni、V 含量关系图

（2）姥/植值

在沉积岩成岩过程中，从有机质叶绿素侧链分出的植醇（C_{20}），在正常或氧化环境下氧化成植酸（C_{20}），随后脱羧基成姥鲛烷（C_{19}）；在强还原环境下，还原成植烷（C_{20}）。因此，姥/植值是反映生油岩沉积时氧化-还原条件的良好指标。从中国主要含油盆地原油姥/植值的资料（表 9－4）可以看出：中国各含油盆地原油的姥/植值在较小范围内变化。尽管国外某些学者指出，姥/植值有随原油成熟度的增加而升高的趋势，国内也有资料[1]（如伊通凹陷）表明，在达到生油门限深度前，姥/植值随成熟度升高而增加，而后则有随成熟度增加而减小的趋势。但从总体上，姥/植值仍不失为一个很好反映生油层沉积时氧化—还原条件的原油性质指标。大量资料说明：煤系生油层生成的原油，一般呈姥鲛烷优势，姥/植值大于 2.5，多数达 3～6。如中国广泛分布的中、下侏罗统煤系生油层生成的原油（库车坳陷，准噶尔、柴达木、吐-哈等盆地）和南海西部凹陷下第三系以及中国的石炭-二叠系生油层生成的原油。另一极端的环境是盐湖相生油层生成的原油，如江汉盆地潜江凹陷，渤海湾盆地东濮凹陷北部、晋县凹陷，柴达木盆地的西部坳陷和河套盆地临河坳陷的下第三系原油，普遍表现为植烷优势，姥/植值很低，仅0.2～0.5。苏北盆地、济阳坳陷的滨海半咸水相下第三系生油层生成的原油也呈植烷优势，姥/植值为 0.5～0.8。其余淡水—微咸水相生油层生成的原油及海相原油，均具有姥植均势，姥/植值为 1～2（表 9－4）。

[1] 卢金玉等. 1991. 姥鲛烷型油、岩主要地化及演化特征. 吉林省油田管理局勘探开发研究院资料

积水介质可能是一种碱性咸水，特别是像泌阳凹陷，虽也容易形成强还原—还原的沉积条件，但由于水介质中硫酸盐含量不高，因此形成低含硫、具植烷优势的原油。因此，利用原油中姥/植值来推断生油层形成时的氧化—还原条件时，必须结合原油的含硫量一起研究，并区分两类不同的盐湖相沉积。此外，在深水湖相，也有可能形成具植烷优势的低硫原油。

3. 成熟度指标

国内普遍用 $\alpha\alpha\alpha$ - C_{29}甾烷 20S/(20S+20R)和 C_{29}甾烷 $\beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta)$两个指标来衡量原油的成熟度。原油成熟度的划分标准见表 9-5。

表 9-5 原油成熟度划分标准表

(据黄第藩，1989)

划分类别	未成熟	低成熟	成熟
$\alpha\alpha\alpha$ - C_{29}甾烷 20S/(20S+20R)	<0.25	0.25~0.40	>0.4
C_{29}甾烷 $\beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta)$	<0.25	0.25~0.40	>0.4

据一般推理，随油层埋深加大，原油相对密度变小，成熟度应增加。从中国某些含油盆地(渤海海域、珠江口、江汉、苏北、准噶尔、塔里木等盆地)及冀中坳陷、黄骅坳陷、东濮凹陷原油成熟度与相对密度关系图(图 9-6)可以看出：正常原油的数据点基本上呈直线；随成熟度升高、相对密度减小，凝析油的数据点也有类似规律。唯生物降解原油，尽管成熟度变化区间大，但相对密度均比较大，且变化很小。原因是处于不同成熟度、不同相对密度的原油，在垂直向上运移至浅处聚集成藏时，由于生物降解作用，使原油一律变重变稠，从而模糊了成熟度与相对密度的应有关系。

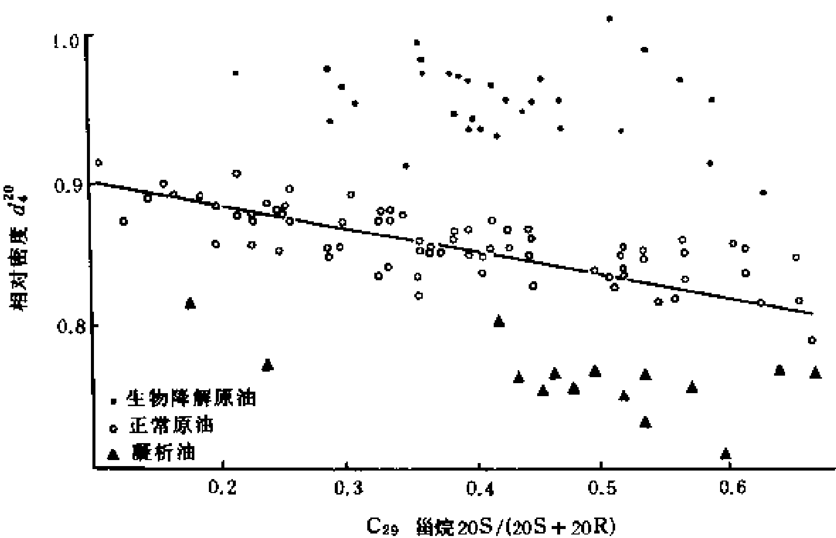


图 9-6 中国原油相对密度与成熟度指标 C_{29}甾烷 20S/(20S+20R)关系图

二、原油相对密度随油层埋深的变化规律

根据全球大量资料统计结果，大多数含油盆地原油性质均有随油层深度增加而变轻的趋势。这一规律也表现在一个凹陷、一个二级构造带上，甚至一个油田的垂向剖面上，同时还表现在同一含油层系内，即从盆地边缘浅处向盆地中央深处，随油层深度增加，油变轻。中国大多数

含油盆地服从这一规律。

1. 松辽盆地

原油相对密度在纵向上和平面上均有随埋深增加而减小的趋势。总体上看，浅部的四方台组原油平均相对密度为 0.9384，深部的农安组原油平均仅 0.7960，而中间的油层则介于两者之间，变化于 0.8570～0.8832，呈现出随层位变老、深度增加原油变轻的趋势。平面上，整个松辽盆地，大体上以齐家—古龙凹陷为中心，油层依次向外埋深变浅，原油相对密度增加，其等值线呈不规则环状分布。中心部位原油相对密度小于0.82，向四周逐渐增至0.86～0.88，特别是盆地西部的泰康－富拉尔基地区，原油相对密度增至 0.90～0.96。

2. 二连盆地

二连盆地下白垩统油层原油相对密度随埋深增加而变轻的趋势明显。统计表明：浅于 500m 的油层，原油相对密度变化在 0.9115～1.0020，平均为 0.9668；500～1000m 油层，为 0.8628～0.9241，平均为 0.8949；1000～1500m 油层为 0.8552～0.9420，平均为 0.8837；埋深接近 2000m，原油相对密度迅速降到 0.84。

在阿北、阿南凹陷阿南、阿北、蒙古林三个油田分布范围内，阿南油田埋深较大(1400～1500m)，原油相对密度为 0.85～0.88；而阿北、蒙古林油田油层埋深浅(小于 1000m)，原油相对密度为 0.880～0.925。

3. 渤海湾盆地

渤海湾盆地(如辽河、黄骅、济阳坳陷及渤海海域)原油相对密度总体上均有随油层埋深加大而变轻的趋势。如上第三系油层浅于 1000m，原油相对密度大于 1；埋深 1000～1500m 油层，原油相对密度大于 0.93；埋深 1500～1900m 油层，原油相对密度为 0.8717～0.9032；油层深于 1900m，原油相对密度急剧降到 0.8054～0.8239。

东营组(E_3d)原油的相对密度在各个坳陷、凹陷，甚至在一个油田内均有此种趋势。在辽河坳陷的东部凹陷，浅于 1900m 的油层一般为重质油、重油和特重油，深于 1900m 的油层，则突变为轻质油；在西部凹陷，浅于 1500m 为重质油，深于 1500m 则主要为轻质油。在黄骅坳陷及渤海海域，埋深大于 1800m 的油层，基本上为轻质油或凝析油。

沙河街组油层一般在凹陷边缘埋深浅于 1500m 的地方为稠油，至 2000m 以深，则基本上为轻质油，而在 1500～2000m 深度区间内，有的地方为重油，有的地方为中质油或重质油。

在东濮凹陷，沙河街组原油性质在空间上的变化主要表现在：自北而南，随着油层埋深增加，原油相对密度逐步降低。北部的卫城－文明寨地区，沙一段(E_3s_1)和沙二段($E_{2-3}s_2$)上部油层，油层埋深 1400～1800m，为相对密度 0.90～0.93 的重质油；沙三段(E_2s_3)油层，埋深 2000～3200m，为相对密度 0.88～0.89 的中质油。往南至濮城油田，沙一和沙二段上部油层埋深 2300～2400m，原油相对密度为 0.842～0.870，沙三段下部油层埋深 3200～3600m，为轻质油。

4. 泌阳凹陷

在凹陷中央，油层埋深较大，原油相对密度较小；在北部斜坡带的井楼、古城、新庄等油田，油层埋藏浅，主要分布重油。在凹陷东南边缘露头区所见沥青，为原油氧化产物，列入天然沥青。

此外，苏北盆地、江汉盆地潜江凹陷、百色盆地、三水盆地、珠江口盆地、北部湾盆地和准噶尔盆地克拉玛依地区，原油也有随埋深加大而变轻的规律。

在中国含油盆地中，也发现有相反的现象，即随油层埋深增加，原油性质变重变稠。如酒西盆地南部(表 9－6)。

表 9-6　老君庙背斜构造带上三个油田原油相对密度随油层埋深变化数据表

油　　田	层　　位		油层埋深(m)	相对密度 d_4^{20}
老　君　庙	N_1b	K层	320～450	0.8560
		L层	790	0.8580～0.8790
		M层	810	0.8640～0.8780
鸭　儿　峡	L层		2337	0.8562～0.8654
	K层		2600	0.8650～0.8836
	C		2700～2800	0.8740～0.8743
	S		2892	0.8780～0.8875
石　油　沟	N_1b	L层	107	0.8562～0.8709
		M层	250	0.8654～0.8772

又如柴达木盆地，第三系与中、下侏罗统主要为轻质油和凝析油，原油相对密度一般小于0.87，随着油层埋深增加，原油相对密度有加大的趋势：埋深小于500m的浅油层原油相对密度为0.7711～0.8200；埋深500～1000m的油层为0.7924～0.8495；埋深1000～1500m的油层为0.8297～0.8780；埋深1500～2000m的油层为0.8533～0.8673；埋深2000～2600m的油层为0.8155～0.8299；埋深2600～3200m的油层为0.8574～0.8903；埋深3200～3800m的油层，相对密度变化在0.7966～0.8852之间。

也有个别盆地，原油性质随深度变化的规律不明显。如塔里木盆地，地面油苗很多，除库车坳陷米斯布拉克隆起南翼上侏罗统油苗的原油相对密度达0.952以外，其他油苗原油相对密度仅0.814～0.868。玉力群下第三系－第四系浅层原油，原油相对密度也不过0.89。库车坳陷的依奇克里克中侏罗统油层埋深300～1000m，原油相对密度为0.80～0.85。盆地西南坳陷南缘的柯克亚第三系油藏埋深3050～4050m，属凝析气藏或带油环（相对密度为0.827）的凝析气藏。在塔北隆起区的侏罗系—三叠系油层和西南坳陷麦盖提斜坡上的曲苦恰克鼻状隆起上的曲一井石炭系油层，埋深4050～5000m，原油相对密度0.8300～0.8914。塔北隆起区的寒武—奥陶系油层，埋深大于5000m，原油相对密度一般为0.79～0.85，而轮南1井（油层埋深5053～5038m）和英买力1井（油层埋深5355～5379m），原油相对密度分别为0.9332，0.9657。从这些资料，总体上看不出油层埋深对原油相对密度的控制作用。

又如鄂尔多斯盆地，侏罗系－三叠系油层主要产轻质油，相对密度一般小于0.87。仅在盆地西部于家梁构造新于1井上侏罗统870.8～877.6m井段，发现有相对密度达0.966的重油。此外，在盆地西部边缘的马家滩油田（延长组第10层，T_3y_1）和李庄子油田（延长组第五层，T_3y_2）分别见到相对密度为0.9266和0.9133的重质油。在宽广的鄂尔多斯盆地其他地区，侏罗系—三叠系原油相对密度受油层埋深的控制不明显。不同深度范围原油相对密度数据见表9-7。

表 9-7　鄂尔多斯盆地原油相对密度随埋深变化数据表

油层深度(m)	<500	500～1000	1000～1500	1500～2000	>2000
原油相对密度变化范围	0.8270～0.8710	0.8403～0.9660	0.8189～0.8680	0.8205～0.8610	0.8496～0.8755
平均相对密度	0.8459	0.8755	0.8470	0.8350	0.8561

原油性质在空间上的变化情况非常复杂，是多种蚀变因素综合作用的结果。正如本章第三节将要讨论的，有的因素使原油随埋深加大而变轻，如生物降解、水洗作用、热蚀变作用、脱沥青作用等；而另一些因素则相反，使原油随埋深加大而变重，如层析作用、重力分异作用等。此外，生、储油层的沉积条件、生油母质的性质和油藏赋存的地质条件，均可能影响原油的性质。大多数含油盆地原油随埋深增加而变轻，说明在自然界，引起原油性质蚀变的主导因素是生物降解、水洗和热蚀变作用。而这些作用因素主要在构造运动(特别是盆地发育的后期)相对强烈，而且在地温梯度较高的地区起作用。在这些盆地的地层剖面上，经常发现局部与总趋势相反的情况，即在原油随埋深加大而变轻的总趋势下，局部深度范围内出现原油随埋深加大而变重的情况，这说明另一些蚀变因素(如层析作用、重力分异作用)在起作用。

酒西盆地南部及柴达木盆地油源岩与储集层不是同一层系，石油运移过程中的区域层析作用明显(注：对于酒西盆地，还有另一种解释意见，认为下白垩统生油层早期生成的原油在白垩纪晚期因遭受过生物降解、水洗作用，因而变重变稠。晚第三纪时，下白垩统生油层第二次生成的原油，运移到上覆下第三系储集层后，未遭受生物降解作用，因而形成整个剖面的上轻下重的变化规律)。

鄂尔多斯盆地中生界原油自生自储，区域性层析作用规模小，又由于盆地内构造运动相对平静，地温梯度相对较低，因而生物降解、水洗和热蚀变作用不强烈。而塔里木盆地由于多层系多期生油，各生油层的沉积环境差异很大(有海相、海陆交互相、陆相)，加之存在奥陶系风化壳，奥陶系生成的原油可能遭受过生物降解、水洗作用。正是诸多因素的综合作用，各种引起原油性质朝相反方向变化的蚀变作用互相抵消，使得原油性质随深度变化不明显。

综合上述，可知形成各个含油盆地原油性质及其在空间上变化的因素是多方面的，绝非单一的因素。

三、原油碳同位素组成在地层剖面上的变化趋势

对中国松辽盆地、江汉盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、莺歌海盆地、东濮凹陷、苏北盆地124个样品碳同位素组成分析资料的单独和综合统计结果证实：原油碳同位素组成在地层剖面上，从新到老总体上有变轻的趋势(表9-8)，即具有富集轻碳同位素^{12}C、贫重碳同位素^{13}C的倾向。在松辽盆地葡萄花油层(K_2y_1)原油碳同位素组成中，还发现有随油层埋深增加而变轻的趋势(表9-9)。

表9-8　中国7个含油盆地不同时代原油碳同位素组成综合数据表

时　　代	$\delta^{13}C$(‰)	时　　代	$\delta^{13}C$(‰)
E+N	−21.80～−28.85	T	−29.90～−33.85
K	−28.20～−30.70	P	−28.86～−32.31
J_3	−29.95	C	−23.32～−31.50
J_1、J_2	−26.10～−28.90	O—∈	−32.50～−33.43

表9-9　松辽盆地葡萄花油层原油碳同位素组成随油层埋深变化数据表

油层埋深(m)	1047～1112	1125～1266	1304～1318	1470～1483	1592～1621	1953～1959
$\delta^{13}C$(‰)	−28.2	−28.7	−29.0	−29.2	−29.5	−30.7

用以下两种办法确定一套生油层系的原始石油的性质。一种办法是在已知生油层内部，寻找自生自储的石油，其性质将大体接近原始石油。为了证实石油确属自生自储，首先应肯定该石油的成熟度与油层埋深所对应的生油岩 R_o 值接近。此外，还可根据油层赋存的地质环境或原油的地球化学分析资料，排除该原油经受过水洗、生物降解作用，以说明其为原始石油。第二种办法，可以利用原油含蜡量随油层埋深的变化特征来确定原始石油的性质。在讨论原油相对密度与含蜡量的协变性时曾经指出，原油含蜡量可能因埋深变浅，与地表水连通时遭受水洗、生物降解作用而降低，也可能因埋深加大遭受热裂解而降低。原始石油的含蜡量主要取决于生油层的生油母质和沉积条件。目前，还未见报道有任何一种蚀变作用可以导致原油含蜡量增加。因此，只要掌握了同一套生油层生成的一系列相对密度的原油分析资料，其含蜡量最高的，大体上可以作为该生油层的原始石油的代表。因此，粗略地说，在一套生油层系内，自生自储的、未遭受明显水洗、生物降解作用的、含蜡量最高的原油，可视作该层系的原始石油。

二、控制原始石油性质的因素

1. *烃源岩沉积环境对原始石油性质的控制作用*

原始石油的一些性质与生油层的沉积条件有关，而另外一些性质则与生油层的母质有关。影响原始石油性质的沉积条件主要是：①沉积水盆的水介质条件，可划分为淡水、淡水—微咸水、海水和盐水四种；②生油层沉积时的氧化—还原程度，生油层一般形成于弱还原、还原至强还原条件下；③生油母质的性质，可划分为陆源植物输入和水生生物（包括浮游植物、浮游动物和细菌、藻类等）输入。综合以上 3 个条件，可组合成 5 种沉积环境，即：①淡水沼泽相环境；②咸水沼泽相环境；③淡水—微咸水湖相环境；④海相环境；⑤盐湖相环境。现分述于下：

（1）淡水沼泽相生油层生成的原油

中国淡水沼泽相生油层分布很广，最发育的时代是早、中侏罗世。典型代表有塔里木盆地依奇克里克油田的中侏罗统生油层，吐-哈盆地的中、下侏罗统生油层，柴达木盆地中侏罗统生油层。此外，在中国东北部还发育有上侏罗统和下第三系淡水沼泽相生油层。前者如德惠—梨树断陷沙河子组（K_1sh）生油层，海拉尔、开鲁盆地和阜新坳陷的生油层；后者如伊通地堑下第三系双阳组生油层。在珠江口盆地东部，下第三系恩平组发育淡水沼泽相生油层。淡水沼泽相生油层形成的原始石油，具有以下一些共同的地球化学特征：

1）普遍为轻质油——相对密度小于 0.85，含硫量很低，仅为 0.03%～0.06%，中至高含蜡，中至高凝固点（表 9－10）。

表 9－10　中国淡水沼泽相生成的原始石油一般物性分析数据表

地　　区	层　　位	相对密度 d_4^{20}	含蜡量（%）	凝固点（℃）	含硫量（%）
吐鲁番坳陷 七克台油田	J_2	0.812	7.9	11	0.04
塔里木盆地 依奇克里克油田	J_2	0.80	6.6	2.8	0.03
柴达木盆地 冷湖三号油田	J_2	0.8297	17.2	−3	0.03
开鲁盆地	J_2	0.84～0.85	6.9～12.5	19～30	0.05～0.1
伊通地堑	E	0.82～0.85	10～15	25	0.06

2）原油族组分中以富含芳香烃为特征——淡水沼泽相生油层形成的原油族组分与其他陆相原油一样，具有明显饱和烃优势（大于 50%），非烃和沥青质含量较低，但最明显的特点是富

含芳香烃(一般大于15%)(表9-11)。其他陆相生油层生成的原油,芳香烃含量一般小于10%。

表9-11 中国部分淡水沼泽相生油层生成的原油的族组成分析数据表

地区	层位	饱和烃(%)	芳香烃(%)	非烃(%)	沥青质(%)
依奇克里克油田	J_2	77.4~82.2	17.4~17.6	0.23~1.13	0~3.9
吐鲁番坳陷	J_2	50.1~65.0	15.6~20.9	0.6~1.3	0.5~0.7
柴达木盆地冷湖三号油田	J_2	71.3	15	13.6	
伊通地堑	E	50~74	10~24		

3)饱和烃气相色谱表现为低碳正构烷烃和姥鲛烷优势——如依奇克里克中侏罗统原油,正构烷烃气相色谱表现为低碳正构烷烃占优势(表9-12);伊通地堑下第三系原油饱和烃气相色谱图多呈前峰型,主峰为nC_{15}或更低。

表9-12 依奇克里克油田原油气相色谱特征数据表

井号	层位	碳数范围	主峰碳	nC_{21-}/nC_{21+}
依464井	J_2	$C_{11}-C_{34}$	C_{13}	2.76
依536井		$C_{12}-C_{35}$	C_{14}	1.84
依603井		$C_{13}-C_{32}$	C_{14}	1.57
依30井		$C_{10}-C_{29}$	C_{13}	2.51

淡水沼泽相生油层形成的原油姥/植值一般大于2,最高可达6~10。如表9-4中的吐-哈盆地、塔里木盆地和柴达木盆地的中侏罗统,准噶尔盆地的中、下侏罗统,伊通地堑和珠江口盆地的下第三系等。

4)原油规则甾烷中以C_{29}豆甾烷占绝对优势——依奇克里克中侏罗统原油规则甾烷中,C_{29}豆甾烷达73%~88%,基本上不含C_{27}胆甾烷,C_{28}麦角甾烷含量较低,仅12%~27%。吐-哈盆地中侏罗统原油也以富含C_{29}豆甾烷为特征。

5)具有极低的硫芴/三芴值——依奇克里克原油中氧芴占三芴的12.53%,硫芴占17.33%,而芴含量占70.14%。吐-哈盆地原油亦具有极低的硫芴/三芴值。

6)富含倍半萜,三环萜烷以C_{19},C_{20}萜烷占绝对优势——依奇克里克中侏罗统原油中,三环萜烷以$C_{19}H_{34}$(朽松木烷)和$C_{20}H_{36}$(松香烷)占绝对优势,分别占48%和32%,$C_{15}H_{26}$倍半萜有很高的峰值。吐-哈盆地、伊通地堑的原油同样都富含倍半萜,倍半萜/藿烷值高,伊通地堑原油倍半萜含量甚至超过$\alpha\beta C_{30}$藿烷。

7)含稠环芳香烃芘、惹烯等——依奇克里克原油中普遍含稠环芳香烃芘,依464井为0.977~0.957μg/g,依536井为1.435μg/g,依603井达4.17μg/g,并发现有三个芳香环的烷基菲类化合物——惹烯。吐-哈盆地原油中亦含惹烯,惹烯/9-甲基菲值达1.62~2.16。

8)碳同位素组成较重——前已述及,在垂向上,原油碳同位素组成总体上具有从新到老、从浅到深变轻的趋势,但局部有偏离现象,如煤系生油层生成的原油碳同位素组成偏重。显然,淡水沼泽相生油层生成的原油亦属此类。在珠江口盆地东部,下第三系有两套生油层:文昌组淡水湖相生油层和恩平组淡水沼泽相生油层。后者生成的原油,姥/植值大于3,碳同位素组成

较重，$\delta^{13}C$ 值为 $-28.69‰\sim-25.43‰$；而前者生成的原油，姥/植值小于 3，$\delta^{13}C$ 值为 $-29.10‰\sim-28.61‰$。吐-哈盆地煤系原油的碳同位素组成也较重，$\delta^{13}C$ 值为 $-25.00‰\sim-26.14‰$。

淡水沼泽相生油层生成的原油一般为轻质油，而且相对其他陆相原油含蜡量也不高。这可能与煤及含煤泥质岩有机质丰度高，吸附性强，在原油初次运移时重组分被吸附，仅轻组分运移出来聚集成藏有关。煤成油普遍为轻质油，还与沼泽相沉积砂体不发育，储集层连通性差，砂岩分选差、物性不好，地下水动力不活跃有关，致使原油免于遭受水洗、生物降解作用而变重变稠。淡水沼泽相生油层形成的原油含硫量很低，显然与生油层沉积时的淡水介质条件有关。原油具有很高的姥/植值，说明生油层是在弱还原条件下沉积。原油中规则甾烷以 C_{29} 豆甾烷占绝对优势，富含倍半萜，三环萜烷中朽松木烷、松香烷占相当比例，均说明生油母质以陆源植物为主。原油含有丰富的芳香烃族组分，可能与陆源树脂化合物参与成烃有关。

(2)咸水沼泽相生油层生成的原油

浙江煤山地区二叠系龙潭组砂岩中的原油，其油源岩是龙潭组本身的泥岩及煤岩地层，是一种近海咸水沼泽相生油层生成的原油。原油性质的特点是高含硫(表 9-13)，钒/镍值大于1，富含孕甾烷，说明生油层是在富含硫酸盐的咸水介质条件下形成。原油具有姥鲛烷、植烷均势，姥/植值为 1.12～1.23，这点区别于淡水沼泽相生油层形成的原油，说明在咸水介质条件下，尽管水体不深，也可以形成还原相沉积环境。

表 9-13 浙江煤山地区二叠系龙潭组原油一般物性和族组成数据表

(据吴士清等，1988)

地区	相对密度 d_4^{20}	含蜡量 (%)	含硫量 (%)	凝固点 (℃)	族组成(%)			
					饱和烃	芳香烃	非烃	沥青质
东风阶	0.8765	3.03	1.92	−2	52.2	14.9	30.1	2.7
千井湾	0.9016	1.93	1.07	1	58.9	15.9	24.9	0.3
煤山1号井	0.8670	10.78	0.19	11	58.7	15.6	24.7	1.1
长兴访贤	0.8983	2.43	1.31	8	59.1	20.5	20.1	0.4

(3)淡水—微咸水湖相生油层生成的原油

中国淡水—微咸水湖相生油层非常发育，如松辽盆地、二连盆地的白垩系生油层，辽河坳陷大民屯凹陷的沙河街组($E_{2-3}s$)生油层，黄骅坳陷北部的歧口、板桥、北塘凹陷的沙三段(E_2s_3)、沙一段(E_3s_1)生油层，冀中坳陷北部的廊坊、霸县等凹陷的沙三段、沙一段生油层，渤海海域的东营组(E_3d)下部和沙三段、沙一段生油层，南阳凹陷的核桃园组($E_{2-3}h$)生油层，南海海域的珠江口盆地、莺歌海盆地和东海盆地的下第三系生油层，鄂尔多斯盆地三叠系延长组生油层，酒西盆地的下白垩统生油层以及准噶尔盆地的三叠系生油层等。过去总结出的中国陆相原油的不少特点，实际上是以淡水—微咸水湖相生油层生成的原油为代表的。其主要特征表现在：

1)原始石油一般为石蜡基轻质或中质油——低含硫，含硫量一般小于 0.1%，即使是强烈水洗、生物降解的原油，含硫量一般也不超过 0.5%(表 9-14)。原始石油一般高含蜡一特高含蜡，高凝一特高凝。

油层形成的原始石油具有以下特点：

a. 原始石油尽管为轻质油，含硫量却比较高，一般超过 0.2%，有的达 0.7%。原油生物降解后，含硫量急剧增加，一般超过 1%，最高可达 10%以上(表 9－15)。

b. 具植烷优势，姥/植值一般小于 0.8，多数小于 0.5，变化在 0.06～0.9 之间(参见表 9－4)。

表 9－15　中国富含硫酸盐盐湖相原始石油及其生物降解后物性数据表

地　　区	原　始　石　油					生物降解后	
	层　　位	相对密度 d_4^{20}	含蜡量 (%)	含硫量 (%)	凝固点 (℃)	相对密度 d_4^{20}	含硫量 (%)
冀中坳陷晋县凹陷	E_2s_1—$E_{1-2}k$	0.82～0.86	13.2～7.9	0.48	15.5	1.07	9.82
济阳坳陷东营、沾化凹陷部分地区	E_3s_1—E_2s_4	0.85～0.87	22.0～25.4	0.15～0.70	21～35	1.02	3.38
东濮凹陷北部	$E_{2-3}s$	0.83～0.86	20.0～30.7	0.20～0.70	31～44	0.95	1.52
江汉盆地潜江凹陷	$E_{2-3}q$	0.84～0.86	13.7～26.2	0.25～0.56	24～30	1.01	7.01
柴达木盆地	E	0.82～0.85	17.5～25.3	0.07～0.27		0.9124	1.38

c. 饱和烃在高碳数(C_{22}以后)部分显偶碳优势，OEP 值小于 1，且随碳数增加，OEP 值有降低趋势。如东濮凹陷北部沙河街组、临河坳陷临参 2 井下第三系和冀中坳陷晋县凹陷的原油，正构烷烃均具偶碳优势，OEP 值分别为 0.94～0.98，0.79 和 0.54～0.86。

d. 盐湖相原油三芴系列中硫芴占主要部分，氧芴含量较低(表 9－16)。

表 9－16　硫酸盐盐湖相生油层形成的原油芳香族组成中三芴含量比例数据表　(%)

地　　区	层　　位	硫　　芴	氧　　芴	芴
潜江凹陷	$E_{2-3}q$	79.1～100.0	0～13	0～7.9
晋县凹陷	E	96.4	1.07	2.5
东濮凹陷	E	55.6	0	44.4
柴达木盆地西部	E	48～89	5～15	26.6～37.8

e. 富含 γ－蜡烷。临河坳陷临参 2 井下第三系原油中的 γ－蜡烷含量占五环三萜烷总量的 40.20%，3746～3786m 井段原油中，γ－蜡烷超过 C_{30}藿烷，成为五环三萜烷中的主峰。东濮凹陷北部原油中 γ－蜡烷/C_{31}藿烷值高达 1.07～4.08，晋县凹陷原油中含 γ－蜡烷特别丰富。

f. 临河坳陷原油中 C_{27}环状化合物极为丰富，并以甾烷为主，甾/萜值高达 17，并含丰富的 4－甲基甾烷、4，4－二甲基甾烷及 A/B 环甲基化的 4，4－二甲基甾烷类。晋县凹陷原油中亦富含甲基甾烷。

g. 富含孕甾烷。晋县凹陷、东濮凹陷北部原油中富含孕甾烷。

h. 原油碳同位素组成偏重。如江汉盆地潜江凹陷潜江组($E_{2-3}q$)原油 $\delta^{13}C$ 值为－23.9‰～－24.4‰，与下第三系煤系原油相近，而比其他沉积条件下形成的原油的 $\delta^{13}C$ 值大。

上述含油盆地的原始石油，含硫量高，富含 γ－蜡烷、孕甾烷，均说明生油层是在富含硫酸盐的咸水介质条件下形成。较低的姥/植值，正构烷烃高碳部分显偶碳优势，OEP 值小于 1，说

明生油层是在还原—强还原环境下形成。原油中含丰富的甲基甾烷，揭示生油母质与咸水沉积环境中甲藻类密切有关。原油中甾烷远大于萜烷含量，说明咸水条件下，低等生物及藻类较发育，而高等生物的生长受到抑制。

此外，象苏北盆地下第三系生油层为滨海湖相沉积，海水有时侵入湖盆。地层剖面上偶见石膏。因此，推测沉积时水体介质的矿化度较高，介于盐湖相与海相之间，称为滨海半咸水湖相生油层。苏北盆地高邮凹陷、溱潼凹陷、金湖凹陷和海安凹陷下第三系中质以上原油均具有高含硫的特点(表 9－17)，但总体上比富含硫酸盐的盐湖相生油层形成的同相对密度的原油含硫量略低。

表 9－17 苏北盆地原油含硫量数据表

相对密度 d_4^{20}	0.86	0.88	0.90	0.92	0.95	0.97	1.018
含硫量(%)	0.56	0.69	0.65	1.31	1.06	1.01	1.84

苏北盆地原油同样具有植烷优势，姥/植值较低：泰州组(K_2t)原油为 0.21～0.31，阜宁组(E_1f)原油为 0.57～0.62，三垛组—戴南组(E_2s-E_2d)原油为 0.41～0.88。苏北原油正构烷烃也具有偶奇优势，OEP 值一般为0.85～0.96。原油富含 γ-蜡烷，γ-蜡烷与 $C_{30}\alpha\beta$ 藿烷比值为 0.29～1.07。

2)碱湖相生油层形成的原油：泌阳凹陷核桃园组($E_{2-3}h$)原油可作为代表。泌阳凹陷原油具有明显的植烷优势，姥/植值仅为 0.07～0.55。原油中含丰度不等的 β-胡萝卜烷及少量 γ-胡萝卜烷，说明生油层是在强还原条件下形成的。但原油低含硫(表 9－18)，说明生油层沉积时水介质硫酸盐含量并不高。正构烷烃在高碳数区明显表现奇碳优势，OEP 值为 1.02～1.08，有别于富含硫酸盐的盐湖相生油层生成的原油。原油中 γ-蜡烷十分丰富，一些样品中含量接近或高于 $\alpha\beta C_{30}$藿烷，γ-蜡烷与 $\alpha\beta C_{30}$藿烷比值为 0.3～1.5。γ-蜡烷常见于现代碱性湖泊和泻湖相碳酸盐岩—蒸发岩形成环境下沉积的有机质中。原油中还含有孕甾烷，也说明生油层沉积时的咸水介质条件。原油中富含 C_{30}的 4－甲基－2，4 乙基－5α，14α，17α 胆甾烷，这种胆甾烷来源于甲藻中的 4－甲基醇，甲藻是生活在咸水、半咸水中的藻类。

表 9－18 泌阳凹陷核桃园组原油含硫量数据表

相对密度 d_4^{20}	0.8538	0.8591	0.8642	0.8651	0.8724	0.8931	0.8961	0.9168	0.9274
含硫量(%)	0.07	0.09	0.06	0.11	0.12	0.18	0.17	0.18	0.2

泌阳凹陷原油中规则甾烷的分布，有些样品以 C_{29}豆甾烷占优势，另一些样品以 C_{27}胆甾烷占优势。泌阳凹陷原油特高含蜡(含蜡量大于 40%)，特高凝(凝固点大于 40℃)，原油中发现有奥利烷，常来源于陆相高等植物。原油中的 γ-蜡烷主要来源于微体原生动物——四膜虫，也可能与嗜盐菌有关。综合以上诸种生物标志化合物的特征，可以认为，泌阳凹陷原油的生油母质以高等植物为主，同时也有低等水生生物的参与。

(5)海相原油

在中国，到目前为止，比较有把握确定属海相成因的原油有塔里木盆地寒武系—奥陶系、石炭系和江苏南部句容凹陷青龙灰岩产出的原油。中国海相原油的性质和国外海相原油有一些共同的特点。海相原油性质的特点只能相对陆相原油显现出来，因此，这里讨论的实际上是

2.80,均大于1。

表9-20 句容凹陷海相原油性质数据表

井号	井深(m)	层位	相对密度 d_4^{20}	凝固点(℃)	含蜡量(%)	含硫量(%)	$\delta^{13}C$(‰)
容2井	295.45~425.88	T_1	0.8821	<-5		0.53	-28.27
容3井	569.73~653.31	T_1	0.8063	<-10	3.8	0.19	-27.18

井号	族组分(%)				正构烷烃		Pr/Ph	V/Ni
	饱和烃	芳香烃	非烃	沥青质	碳数范围	主峰碳		
容2井	56.2	26.1	10.3	7.40	C_{11}—C_{31}	C_{15}	1.51	2.80
容3井	69.7	24.4	5.9	0.04	C_9—C_{40}	C_{12}	1.69	1.31

3)海相原油族组分中芳香烃含量较高:沙参2井原油中芳香烃含量为19.4%~23.3%,句容凹陷海相原油为24.4%~26.1%,而中国陆相原油,除淡水沼泽相生油层生成的原油和生物降解原油以外,一般都不超过20%。

4)三环萜烷的分布呈倒"V"字形特征:在沙参2井原油的三环萜烷中,C_{19}-C_{20}(朽松木烷和松香烷)仅占三环萜烷总量的22.7%,而C_{21}-C_{26}藿烷占77.37%。C_{21}-C_{26}三环萜烷主要来源于藻类,是海相输入的标志。海相原油的三环萜烷存在一种特殊的分布模式:即C_{21},C_{23},C_{24}三种萜烷的分布以C_{23}为顶点,$C_{21}<C_{23}>C_{24}$,形成一个倒"V"字形的分布模式。沙参2井、曲1井和容2井(三环萜烷占总萜烷的60.77%),其C_{21},C_{23},C_{24}萜烷的分布模式均呈这种倒"V"字形。

5)三芴系列具富硫贫氧分布特征:在缺氧高硫酸盐的海相还原环境下生成的石油中贫氧芴,富含硫芴;而淡水沼泽相生油层形成的原油中则富氧芴。沙参2井原油中的硫芴高达61.53%,氧芴仅占1.63%。

6)海相原油具姥植烷均势:塔里木盆地海相原油姥/植值为0.79~0.97,句容凹陷原油为1.12~1.88,低于淡水沼泽相生油层生成的原油,高于盐湖相生油层生成的原油。

7)三种规则甾烷的相对组成以C_{29}为主:塔里木盆地海相原油的三种规则甾烷的相对组成见表9-21。一般认为陆源植物生成的原油以C_{29}为主,而以浮游生物占优势的油源岩生成的石油以C_{27}为主。研究认为,在某些蓝绿藻和硅藻中也富含的C_{29}甾醇。结合这些原油中富含的C_{21}-C_{26}三环萜烷主要来源于藻类,因此认为这些原油中的C_{29}豆甾烷不一定来自陆源高等植物,而来自海相蓝绿藻和硅藻类。

表9-21 塔里木盆地海相原油规则甾烷相对含量数据表

井号	规则甾烷相对含量(%)		
	C_{27}	C_{28}	C_{29}
沙参2井	39.4	14.4	46.2
曲1井	16.5~20.1	27.0~28.0	51.9~54.5

8)生物标志化合物中富含孕甾烷和γ-蜡烷:沙参2井原油中鉴定有两种孕甾烷化合物:孕甾烷($C_{21}H_{56}$)和高孕甾烷($C_{22}H_{58}$),孕甾烷含量占总甾烷的20.25%~23.00%。句容凹陷海相原油中也富含孕甾烷,其含量占总甾烷的19.3%。此外,在塔里木盆地海相原油中还发现有γ-蜡烷,沙参2井和轮南1井分别占五环三萜烷的1.00%和1.54%,平均为1.3%;曲1井占

2.08%～2.44%，平均为2.26%。孕甾烷和γ-蜡烷是咸水—盐湖相原油的标志化合物。

9)芳香烃组成中富含萘：句容海相原油中总萘占芳香烃组成的73%～83%，而陆相原油萘仅为46%～68%。相反，海相原油芳香烃中总菲所占比例较低，仅为15%～25%，而陆相原油总菲达25%～46%。

10)海相原油中一般甾烷含量接近或大于藿烷含量；陆相原油一般甾烷含量大大低于藿烷含量，而海相生油层生成的原油却与盐湖相原油类似，都是甾烷含量大于藿烷含量。塔里木盆地的海相原油，甾/藿值为1.6～0.33，而陆相原油为0.16～0.08。渤海海域的淡—微咸水湖相生油层生成的原油，甾/藿值为0.32～0.64，临河坳陷下第三系盐湖相生油层生成的原油甾/藿值则高达17。

2. *原油的成熟度及对原油性质的影响*

(1)中国原油的成熟度

据对中国收集到的17个含油盆地370个油样的分析资料分类统计结果：未成熟油占总数的10%，低成熟油和成熟油分别占37%，53%(表9-22)。大多数含油盆地以低成熟、成熟原油占主导地位。特别是塔里木盆地、大民屯凹陷、二连盆地、准噶尔盆地，到目前为止尚未见未成熟油。其他盆地存在的未成熟油一般不超过10%。而苏北盆地的金湖、海安凹陷，未成熟油和低成熟油占了主要地位(86%)。在黄骅坳陷沧东—南皮凹陷，未成熟—低成熟油比例也比较大。

表9-22 中国主要含油盆地不同成熟度原油分布情况数据表

成熟程度 / 样品数 / 地区	C_{29}甾烷 20S/(20S+20R)			样品总数
	未成熟油 <0.25	低成熟油 0.25～0.40	成熟原油 >0.4	
二连盆地	0	1	4	5
辽河坳陷	3	5	8	16
大民屯凹陷	0	0	11	11
冀中坳陷	2	17	23	42
黄骅坳陷	10	31	9	50
东濮凹陷	7	14	14	35
济阳坳陷	2	5	1	8
渤海海域	4	17	41	62
苏北盆地	6	6	2	14
江汉盆地	1	7	12	20
柴达木盆地	2	13	4	19
准噶尔盆地	0	11	27	38
塔里木盆地	0	0	19	19
珠江口盆地	1	9	21	31
总计	38	136	196	370
占总样品数(%)	10	37	53	

这种未成熟油与一定沉积条件下形成的生油层有关。如渤海湾地区的沙一段(E_3s_1)沙四段(E_2s_4)，黄骅坳陷南部的孔二段($E_{1-2}k_2$)，泌阳凹陷中央的核二段($E_{2-3}h_2$)(白云质)，苏北盆地

金湖凹陷的阜宁组(E_1f)，海安凹陷的泰州组(E_2t)，柴达木盆地的上第三系等，这些生油层大多形成于咸水－半咸水介质条件的强还原环境下，生油层中富含碳酸钙。是由于强还原环境补偿了温度、时间的不足，使生油层在未成熟阶段就生成石油，或者是由于生油母质中某些特殊组分(如树脂体、木栓质体或沥青质体)在未成熟阶段通过低温化学反应生成烃类，抑或是由于生油层富含碳酸盐，对原油成熟度指标有延迟效应？这些问题，有待今后深入研究解决。

(2)原油成熟度对原油性质的影响

原油的成熟度是原油经受的全部热演化史的综合反映。原油的热演化史包括两个大的阶段：前阶段是原油未形成前生油有机质在油源岩中经历的热演化历史，一般情况下，生油岩埋深越大，有机质的热演化程度越高，生成的原始石油也越轻；后阶段是原始石油在圈闭内聚集后，由于地层温度、压力增加所引起的高分子烃的热裂解作用。尽管这两种作用的概念很不相同，但两者的热力学机理却类似，且作用的结果都是使原油成熟度增加。因此，这两种作用对原油性质的影响很难区分开。下面仅能笼统地探讨原油成熟度对原油性质的影响。要区分是生油岩的成熟度还是原油的热蚀变作用对原油性质的影响，则必须对具体含油盆地生油岩和油藏形成后的热演化史进行详细研究才能解决。

根据本章第一节对原油相对密度与成熟度指标协变关系的讨论，原油成熟度对原油性质总的影响表现为：随着原油成熟度的增加，原油相对密度变小。

由于各个含油盆地缺乏配套的分析资料(既有成熟度指标资料，又有原油物性和化学分析资料)，只能根据一些零星的资料，粗略探讨不同成熟度原油性质的特点，从而大致反映出原油成熟度对原油性质的影响。

1)未成熟油：中国未成熟油主要以中质－重质油为主，部分为重油。未成熟油的主要特点是含蜡量高，胶质和沥青质含量也高，而族组成中饱和烃含量较低(17.9%～56.3%)，未成熟油的性质，除含蜡量高外，比较接近于水洗、生物降解原油(表 9－23)。

表 9－23　中国未成熟油分析数据表

地区		井号	层位	井段 (m)	相对密度 d_4^{20}	粘度 50℃ (mPa·s)	含蜡量 (%)	凝固点 (℃)	胶质＋沥青质 (%)	含硫量 (%)	$C_{29}\frac{20S}{20S+20R}$	$C_{29}\frac{\beta\beta}{\alpha\alpha+\beta\beta}$
泌阳凹陷		云 2	$E_{2-3}h_2$	1913～1921	0.9174	357.9	14.8	35	46.73	0.65	0.10	0.16
渤海海域		JZ20－2－4	$E_{2-3}s_{1-2}$	2384～2434	0.8765		13.18				0.13～0.22	0.19～0.23
黄骅坳陷		官 143	E_3s_1	1981.8～1989.1	0.8793	167.8	33.0	44	27.6	0.17	0.248	0.20
黄骅坳陷		沧 1	E_3s_1	1810.4～1821.6	0.9630～0.9584	328.9	3.0	26	14.7	3.5	0.229	0.186
黄骅坳陷		女 34	Mz	3094.5～3149.3	0.9017		23.7	40	33.1	0.12	0.22	0.26
济阳坳陷		义 20	E_3s_1	2855.6～2928.9	0.8727	33.9					0.19	0.09
东濮凹陷		文 197	E_3s_1	2769.8～2799.3	0.9445	3211.0	17.8	28	39.7	1.52	0.21	0.20
潜江凹陷		广 33	$E_{2-3}q_1$	1829.3～1829.6	0.8822	43.6		25		－2.93	0.24	0.20
临河坳陷		临 2	E		0.9124						0.11	0.13
苏北盆地	金湖凹陷	白 15	E_1f_2	1621.7～1698.0	0.8558	60.3					0.20	0.21
苏北盆地	金湖凹陷	李 1	E_1f_2	1592.4～1594.8	0.8915	192.2					0.17	0.18
苏北盆地	海安凹陷	安 2	E_1f_3	2931.6～2938.2	0.9042	618.6	17.2	39			0.15	0.13

2)低成熟油：低成熟原油的性质介于未成熟油与成熟油之间(表 9－24)。

3)成熟原油:成熟原油一般为高含蜡的轻质油,胶质+沥青质含量明显比未成熟油低。成熟油的族组分中,饱和烃含量比未成熟油高(表9-24)。

表9-24 渤海海域不同成熟度原油物性数据表

原油成熟度分类	相对密度 d_4^{20}	含蜡量(%)	族组成(%)		
			饱和烃	芳香烃	胶质+沥青质
未成熟油	0.87~0.88	8~13	50~65	17~24	20~28
低成熟油	0.84~0.88	10~16	50~70	15~20	15~30
成熟油	0.82~0.86	12~18	65~75	12~20	10~17

第三节 原油的蚀变作用、演化模式及成因分类

一、原油的蚀变作用

原始石油形成后,在其运移、聚集过程中,以及油藏形成后,由于地质地球化学条件的改变和时间的推移,原油性质将发生不同程度的后生变化。引起这些变化的作用统称原油的蚀变作用。

本世纪30年代以来,石油地质学家和地球化学家就对原油相对密度、粘度、含硫量随油层时代变老、埋深加大而减小,原油含汽油量和含蜡量随油层时代变老、埋深加大而增加的事实印象很深,并试图对这一事实作出解释,从而逐渐形成了两种截然相反的解释观点。一种观点以Barton D C为代表,认为所有原油都是由重油演变来的,温度、压力以及其他因素使石油随着油层时代变老、埋深增加而产生缓慢的演变过程,变化的总趋势是从重油→重质油→中质油,最后变为轻质石蜡基原油。由于大部分重油产自浅层,所以Barton D C和他的追随者们支持重油是从比较浅处生成的说法。尽管现代生油层干酪根热降解生油理论已经否定了重油浅部生成的说法,但石油生成过程中以及生成后,温度、压力和时间因素对原油的蚀变作用的事实却越来越为人们所接受,并称为热蚀变作用。另一种观点以克立奇·格拉夫为代表,认为轻质石蜡基原油是原生的,而浅层采出的重质环烷基原油是经过改变的产物,是在"地面往下去的作用"影响下形成的。关于改变的过程,他没有提出什么有力的解释。但他后来的追随者们用大量资料证实了这一观点,并提出了生物降解、水洗作用的假说来描述这一改变过程。除上述两种主要的原油蚀变作用外,层析、重力分异和脱沥青作用也在不同程度上对原油性质的演变起了一定作用。

1. 原油的水洗、生物降解作用

原油的生物降解作用和水洗作用,都是通过来自地面雨水的渗入和地下水的作用而产生的。但在生物降解作用中,雨水被认为是带着溶解氧气和微生物进入到储集层中。细菌利用溶解氧对原油中某些烃类起新陈代谢作用,在厌氧条件下,细菌所需氧气可能来自水中溶解的硫酸盐离子。在水洗作用下,不含烃类物质或溶有烃类物质但未达饱和状态的地下水,把原油中可溶于水的一部分烃类选择性地enchmark取出来,从而改变剩下的原油的化学组成。原油的生物降解作用和水洗作用尽管机理不同,但经常被同时发现,而且两者的作用结果一致,都是使原油变重变稠。因此,在一般情况下,把水洗作用和生物降解作用合为一种稠变作用来讨论。

在中国,石油地质、地球化学工作者的大量研究工作表明,大多数含油盆地原油的水洗、生

物降解作用肯定存在，而且规模还比较普遍，但其机理现在研究得却很不够。下面着重讨论几个问题。

(1)中国含油盆地原油水洗、生物降解作用存在的确证及其引起原油性质变化的规律

1)渤海湾地区歧口、南堡、沾化、东营、惠民、辽河西部等凹陷以及义和庄、埕子口凸起、渤中隆起所产上第三系明化镇组($N_{1-2}m$)、馆陶组(N_1g)重油或特重油，其成因只可能有二：一是下伏下第三系生油层生成的轻质油运移上来遭受水洗、生物降解而变稠变重；二是本身即为上第三系生成的未成熟油。但上第三系在这些地区为一套平原河流相红色沉积，根本不具备生油条件，同时这些重油、特重油的成熟度并不低，成熟度指标 C_{29} 甾烷 20S/(20S+20R)有的高达 0.46～0.53，从而排除了第二种成因的可能性。此外，在地层剖面上，原油相对密度随油层埋深增加而变轻，大体在埋深 1900m 附近，原油性质发生突变。例如，羊二庄、港东、柏南等油田的油层埋深 1840～1890m，原油相对密度为 0.8864～0.9032；在羊三木、孔店、埕北油田，油层埋深 1354～1420m，相对密度变为 0.9340～0.9634。这也只可能用水洗、生物降解作用来解释。

原油遭受水洗、生物降解后，其性质相对原始石油有明显变化：第一，相对密度由 0.84～0.87增加到 0.9 以上，最高达 1.00 以上；第二，含蜡量由 12%～35%降到 10%以下，最低达 5%以下；第三，凝固点由 20～44℃降到 10℃以下，并大量出现负凝固点原油；第四，含硫量从 0.05%～0.12%上升到 0.24%～0.36%；第五，胶质+沥青质含量也相应增加。因此，归纳起来，生物降解原油相对原始石油，一般具有相对密度、含硫量、胶质+沥青质含量升高，含蜡量、凝固点降低等明显变化。生物降解原油相对原始石油除上述一般物理性质变化外，其组成也发生如下变化：第一，生物降解原油的饱和烃组成中正构烷烃含量明显减少，并且随着生物降解程度加剧，异戊间二烯烃含量也逐渐减少，而 C_{27} 以上环烷烃含量增加。如渤海海域绥中 36－1 油田东营组(E_3d)原油，在轻度生物降解时，表现为正构烷烃含量减少(由原始石油的 70%以上减少到 8%～12%)，而 C_{27} 以上环烷烃含量从百分之几增加到 36%～62%。随着生物降解程度的进一步加剧，饱和烃组成中 90%以上的正构烷烃消失，异戊间二烯类化合物，也由原始石油的大于 10%降至小于 1%(见表 9－25)。第二，在生物降解原油中出现不等量 C_{25}-降藿烷(表 9－25)。在渤海海域绥中 36－1 油田东营组生物降解原油中，C_{25}-降藿烷占总藿烷的 2%～11%，而原始石油中不含 C_{25}-降藿烷(表 9－25)。随着油层埋深加大，生物降解作用减弱，C_{25}-降藿烷含量也逐渐减。

表 9－25　绥中 36－1 油田东营组生物降解原油相对原始石油饱和烃组成和 C_{25}-降藿烷含量变化数据表

井　　号	相对密度 d_4^{20}	饱和烃组成(%)				C_{25}-降藿烷/∑藿烷(%)
		异戊间二烯烃		正构烷烃	C_{27+}环烷烃	
		iC_{14}～iC_{18}	iC_{14}～iC_{20}			
$S_236-1-1$	0.9235	2.25	8.9	8.32	36.01	2～11
$S_236-1-2D$	0.9456	0.62	3.25	3.97	47.85	
$S_236-1-6$	0.9560	1.31	3.74	12.37	43.10	
原始石油	0.84～0.86	2～5	6～14	>70	5～15	0

2)克拉玛依油田的重油埋藏很浅，成熟度很高(表 9－26)，排除了未成熟油的可能性。而且新疆石油管理局研究院的地球化学工作者用大量资料论证了克拉玛依稠油与稀油的同源性，证实克拉玛依油田稠油是轻质原始石油水洗、生物降解稠变的产物。

表 9-26　克拉玛依油田稠油与原始石油性质数据表

地　区	井　号	层位	井深 (m)	相对密度 d_4^{20}	含蜡量 (%)	凝固点 (℃)	含硫量 (%)	胶质+沥青质 (%)	成　熟　度	
									$C_{29}\frac{20S}{20S+20R}$	$C_{29}\frac{\beta\beta}{\alpha\alpha+\beta\beta}$
黑油山	黑 110、黑 119	T_2^1		0.9034～0.9356	0.43～1.88	−60～−70.8		69.5～95.6	0.53	
九　区	9 浅 1 井	J_3	164～182	0.9212	0.47	−17.5	0.15	71.7	0.61	0.52
乌尔禾—夏子街	重检 1 井	J_3	100～160	0.9609～0.9616	1.56～4.7	15～15.5	0.38	24.7～27.5	0.60	0.64
原　始　石　油				0.84～0.85	7.5～10.5	13～16	0.03～0.07	9～10		

从克拉玛依油田原油性质的变化(表 9-26)也可以看出:生物降解原油的相对密度、粘度、含硫量、胶质+沥青质含量比原始石油升高,而含蜡量、凝固点、初馏点、300℃馏分含量降低。此外,还发现:第一,烃类组成有变化。根据中国石油化工总公司石油化工研究院对克拉玛依油田原油 200～350℃,350～500℃馏分的族组分分析资料(表 9-27),随着原油生物降解程度加剧,200～350℃馏分的烷烃含量从 40.1%下降到 15.3%,而总环烷烃含量从 48.8%上升到 65.6%。在环烷烃中,单环环烷烃含量减少,而二、三环环烷烃增加。350～500℃馏分也有类似的情况。在烷烃组成中,正构烷烃和异戊间二烯烃含量分析资料比较多,研究得比较深入。风城重检 1 井、黑油山的严重降解原油的轻馏分中,正构烷烃全部损失,含量为零;九区古 13 井、红山咀红 41 井和六区 127 井的中等程度降解原油,正构烷烃含量为 31.1%～38.1%;192 井轻微降解原油为 45%;而未降解原油正构烷烃含量一般大于 65%。克拉玛依油田严重降解原油的类异戊间二烯烃占正构烷烃与类异戊间二烯烃之和的百分含量一般小于 22%,而未降解原油大于 32%,介于其间的是中等降解程度的原油。第二,甾烷、萜烷含量有变化。未降解原油中的甾烷、萜烷含量占总烷烃含量的 5%左右,而降解原油含量增加。如风 3 井甾、萜烷占总烷烃的 6.74%,风 7 井油砂为 7.91%,九区 8832 井(J_1s)沥青为 8.93%,古 13 井(C_1+C_2)为 8.54%,127 井高达 12.05%。根据文献资料,中等程度以下生物降解时,对甾烷、萜烷影响不大。降解原油甾烷、萜烷含量的增加,仅仅是由于正构烷烃和异戊间二烯烃含量的减少而引起的相对含量增加。

表 9-27　克拉玛依油田不同生物降解程度原油 200～350℃,350～500℃馏分族组成变化数据表

油　区	相对密度 d_4^{20}	烷　烃 (%)	正构烷烃 (%)	异构烷烃 (%)	总环烷烃 (%)	一环环烷烃 (%)	二环环烷烃 (%)	三环环烷烃 (%)
一—四区	0.8794	40.1/13.0	0/0	40.1/13.0	48.8/65.8	31.0/16.5	14.3/16.3	3.5/12.8
	0.8823	32.8/9.9	0/0	32.8/9.9	55.9/71.2	34.9/16.1	16.7/19.0	4.3/13.4
九区　乌尔禾区	0.9273	22.1/4.8	0/0	22.1/4.8	62.2/69.7	21.3/11.8	29.7/18.1	11.2/15.6
	0.9609	15.3/4.9	0/0	15.3/4.9	65.6/60.2	9.4/6.8	38.3/12.6	17.9/15.2

注:族组成数据中,分子为 200～350℃馏分,分母为 350～500℃馏分。

3)在油层埋深小于1500m的克拉玛依原油中,胡萝卜素含量一般较高,并且发现其含量有从浅层向深层降低的趋势。埋深大于1500m的油层,胡萝卜素一般含量均小于10%。胡萝卜素一般具有较强的抗生物降解能力,因此在浅层生物降解强烈的原油中,胡萝卜素仍能保存。

4)规则甾烷(C_{27},C_{28},C_{29})占总甾烷的含量在未降解原油中比较稳定,在强烈降解原油中,规则甾烷含量下降。如风成城沥青脉中豆甾烷、麦角甾烷已明显损失。

5)强烈降解的沙丘河油砂,甾、萜烷损失,孕甾烷、三环萜烷完全消失,γ-蜡烷仍存在,烃类极少,几乎全由胶质和沥青质组成。

6)降解原油的卟啉化合物和V,Ni等金属元素含量增加,相应地原油中胶质和沥青质含量增加。

7)克拉玛依降解原油中普遍含C_{25}-一降17α,21β藿烷和$C_{25,30}$-二降17α,21β藿烷。

根据以上资料可以看出,原油的生物降解稠变过程,主要是选择地消耗正构烷烃、异戊间二烯烃等烷烃(包括石蜡)和单环环烷烃,从而使其他烃类的相对含量增加。烃类抗生物降解作用的强度依次是:γ-蜡烷,胡萝卜素,卟啉化合物,三环萜烷,孕甾烷,重排甾烷,藿烷系列,规则甾烷,其余甾烷系列,异戊间二烯烃,正构烷烃。

(2)水洗、生物降解作用区地质环境分析

关于原油稠变的机理,半个多世纪以来,在石油地质界一直用微生物选择性消耗原油中某些烷烃成分来作为理论依据。微生物引起原油变化的程度取决于三个因素:①地下温度低得足以允许细菌活动;②在同油接触的水里,有足够的氧、磷化合物以及溶解氧(或硫酸盐类),供细菌作养料;③在油层中有细菌或能生存的孢子。这种孢子,可能是油层沉积下来的,也可能是地表水带进去的。这三个因素缺一不可。

根据这三条要求,大体可以归纳出水洗、生物降解区的地质环境:第一,微生物引起石油变化的地层不能埋藏很深。由于不同地区地温梯度不同,其极限油层埋深将在很大范围内变化。微生物活动的极限温度大体在66～77℃,与此相对应的油层埋深一般为1500～2000m。第二,必需具备较活跃的水动力条件,即要求地表水与地层水形成连通系统。只有在这种条件下,强大的水流才能提供足够的养料、微生物、孢子和溶解氧。

石油的水洗、生物降解作用程度一般与油层的埋深有关。但并不是油层埋藏浅就一定形成重油。在中国西部一些含油盆地,就有不少浅油层产轻质油的例子(表9-28)。尽管这些浅油层的地温远没有达到微生物生存、繁殖的极限温度,却并没有发生原油水洗、生物降解的过程。这是因为这些地区的地下水与地表水没有形成连通系统,几乎处于停滞状态,微生物缺乏必要的养料和溶解氧的补给。如鄂尔多斯盆地延长组(T_3y)、延安组(J_1y)油层,在盆地中部和东部,尽管埋藏很浅,由于为地下水的承压区和卸水区,加之储集层物性较差,与地表水的连通性不好,原油普遍未遭受或很少遭受生物降解作用;而在靠近西部供水区的马家滩、李庄子等油田,原油就遭受了一定程度水洗、生物降解作用而变重变稠。总的看来,中国西部大多数含油盆地,尽管油层埋藏浅,遭受生物降解的程度却远不如东部剧烈,这与中国东部含油盆地构造比较复杂,断层发育,储集层物性较好,因而水动力条件比较活跃有关;而西部诸含油盆地上述条件均较差。

上面列举的渤海湾盆地上第三系油层和克拉玛依油田,原油性质发生突变的深度大体与微生物活动的极限深度一致,稠油的油层埋深都不超过1900m左右,地层温度不高于77℃,且这些油层孔隙度、渗透率都比较高,和地表水有一定联系,地层水有淡化现象,说明水动力条件

比较活跃，具备了上述两个条件。

表 9－28 浅油层产轻质油的原油分析数据表

盆地	油田	油层深度 (m)	层位	相对密度 d_4^{20}	含蜡量 (%)	凝固点 (℃)	含硫量 (%)	胶质＋沥青质 (%)
鄂尔多斯	延长	＜500	T_3	0.8371	14.8	－2	0.16	3.5
酒西	老君庙	350～400	N_1b	0.8560	9.7	11	0.14	10.04
柴达木	冷湖 4 号	350～1200	N	0.8035～0.8146	10.8	－6	0.05	4.4
	油泉子	100～600	N	0.8200	17.5	－18	0.07	8.6
塔里木	依奇克里克	300～1000	J_2	0.8000	6.6	2.8	0.03	

(3)中国含油盆地水洗、生物降解作用的普遍性

根据以上所述，可以归纳出判断油藏是否经受过水洗、生物降解作用的标志：①油藏所处的地质环境；②原油性质相对原始石油的变化情况；③在垂直深度剖面上存在原油性质的突变点；④原油中某些生物降解标志化合物的存在。综合考虑这四方面的标志，对中国稠油油藏的具体地质、地球化学资料进行分析后认为，中国大多数稠油油藏的成因都不同程度地与水洗、生物降解作用有关。具体实例有：①松辽盆地西北斜坡的泰康地区、套保地区和东南隆起带的扶余一号油田；②二连盆地吉尔嘎朗图凹陷南斜坡；③辽河坳陷西部凹陷西斜坡北段的高升油田莲花油藏，中段的曙光一区和南段的欢喜岭油田锦七块；④冀中坳陷晋县凹陷晋 7 井；⑤泌阳凹陷的下二门油田核二段稠油和北斜坡西段的井楼油田、古城油田等；⑥济阳坳陷东营凹陷单家寺油田沙一段稠油藏；⑦苏北盆地金湖凹陷西北斜坡阜宁组稠油藏；⑧江汉盆地潜江凹陷王场油田潜一段稠油藏等。部分原油物性数据见表 9－29。

2. 热蚀变作用

原油在圈闭内聚集后，由于地壳运动，油层可能进一步沉降，埋深加大，地层温度、压力相应增加。在热力作用下(可能还有粘土矿物的催化作用)，原油中高分子烃的碳链断裂，裂解形成低分子烃。当大分子裂解时，原油中各族分组成化合物的氢原子重新分配，一方面产生富氢的烷烃化合物，另一方面将形成贫氢的芳香烃聚合物，直至形成焦沥青。根据热力学原理，热蚀变反应总是朝形成低自由能稳定化合物的方向进行，环烷烃向烷烃转化，异构支链烃向正构烷烃转化。因此，原油热蚀变作用的总结果将是使原油相对密度、含蜡量及含氧、硫、氮等杂元素化合物含量降低，环烷烃含量减少，烷烃(特别是其中的正构烷烃)含量增加。在储集层中将有固体焦沥青析出。在松辽盆地葡萄花油层(K_2y_1)1000m 至 2000m 区间内，从原油性质的变化(表 9－30)观察到某些热蚀变作用，随着油层埋藏深度和温度的增加，原油的饱和烃含量增加，芳香烃、非烃和沥青质含量降低。

在渤海海域，原油的热蚀变作用表现在原油随油层埋深加大(相应地原油相对密度减小)而含蜡量升高，到一定深度(相当于原油相对密度为 0.84～0.86)，含蜡量达到最大值(20%～24%)。当油层埋深进一步加大时(相应地原油的相对密度进一步减小)，原油的含蜡量，却不断下降(表 9－31)。这可能与高分子固体石蜡热裂解为低分子液态烷烃有关，而该反应正是原油热蚀变的特征之一。

表 9-29 中国部分生物降解原油物性数据表

地区		井号	井段 (m)	油层	相对密度 d_4^{20}	粘度 (mPa·s)	含蜡量 (%)	凝固点 (℃)	含硫量 (%)	初馏点 (℃)	胶质+沥青质含量 (%)	族组成 (%)			
												饱和烃	芳香烃	非烃	沥青质
松辽盆地西北斜坡泰康地区	汤池	杜 12	637~643	$K_2y_{2-3}-K_2n_1$	0.9523	100℃ 89.3			0.14	258	26.1	45.6	27.2	25.4	1.8
	他拉红	杜 4	985~990	$K_2y_{2-3}-K_2n_1$	0.9326	90.5℃ 30.2		9	0.11	152		48.4	18.4	30.7	2.5
	白音诺勒	杜 420	1038.2~1040.2	$K_2y_{2-3}-K_2n_1$	0.9294	50℃ 296.3	14.8	3		226	27.4	41.0	37.1	20.7	1.2
二连盆地吉尔嘎朗图凹陷南斜坡		吉 11	132.2~142.2	$K_1bs^{上}$	0.9757	50℃ 3596.0	6.21	52	0.14		46.51				
		胜 106	383.4~402.6	K_1bt_2	0.9668	50℃ 2110	7.8	3	0.251	200	53.2				
		吉 5	1075.8~1081.0	K_1bt_1	0.9420	50℃ 1059	13.3	28	0.293	125	46.7				
辽河坳陷西部凹陷西斜坡曙一区				N_1g	1.0059	100℃ 1565	2.4		0.32		56.2	23.7	24.1	29.4	22.8
				E_3s_1, $E_{2-3}s_2$	1.0048	100℃ 685	2.8		0.40		44.2	24.7	23.2	31.0	21.1
				E_2s_3	0.9684	50℃ 3884	3.6		0.26		40.5	34.6	32.4	23.9	9.2
				E_2s_4	0.9304	50℃ 456	7.1		0.16		34.3	45.7	27.0	20.4	7.0
泌阳凹陷北斜坡	古城	泌 10	491.6~496	$E_{2-3}h_2$	0.9607		5.1	20	0.21		37.0				
	杨楼		836~843	$E_{2-3}h_3$	0.9370		12.0	28	0.54		38.0				
潜江凹陷王场			760~1330	$E_{2-3}q_1$	0.9483~0.9900	50℃ 107~1190	7.5~10.0	22~27	6.76~10.12						

表 9-30 松辽盆地葡萄花油层原油族组成随埋深变化数据表

井号	油层深度 (m)	饱和烃 (%)	芳香烃 (%)	非烃+沥青质 (%)
北 2-5-57 井	990.0~1025.6	61.2	15.0	23.8
太 32-43 井	1102.2	62.6	22.0	14.5
古 142 井	1461.8~1573.2	69.5	17.0	13.5
古 15 井	1783.3	73.5	17.5	9.0
古 102 井	1726~1796	80.6	11.8	7.6
古 17 井	1892.4~1918.2	82.7	11.8	5.4

表 9-31 渤海海域原油含蜡量随原油相对密度降低而减小的变化数据表

相对密度 d_4^{20}	0.8789	0.8699	0.8426	0.8242	0.8101	0.7959	0.7869	0.7712
含蜡量(%)	23.01	24.07	20.18	18.69	15.00	13.56	5.12	11.57
相对密度 d_4^{20}	0.7824	0.7792		0.7607	0.7611	0.7528		
含蜡量(%)	7.50	6.17		3.93	1.71	1.21		

3. 重力分异作用

原油是多种不同密度的烃类化合物的混合物，当其在圈闭内聚集后，重力就开始起作用。原油按组成成分的密度产生分异作用，轻者上移，重者下沉。在同一油藏内，造成浅部位油质较轻，深部位油质较重的现象。重力分异作用是一个长期、普遍、稳定的因素。但重力分异作用与油藏边、底水的水洗、生物降解作用的效果很难区分。如松辽盆地萨尔图油田的萨、葡、高(K_2y_{2-3}—$K2n_1$，K_2y_1，K_2q_{2-3})油藏，垂向上自上而下可分五段：稀油段，稠油段，油水过渡段，残余油含水段，纯水段。各段原油性质有规律地变化，总体上轻下重(表 9-32)。到底是重力分异作用的结果，抑或是底边水水洗、生物降解作用的结果，还是两者综合作用的结果，就很难区分。

表 9-32　萨尔图油田萨、葡、高油藏垂直分段原油性质

分段		相对密度 d_4^{20}	粘度 50℃ (mPa·s)	含蜡量 (%)	胶质含量 (%)
含油段	稀油段	0.85～0.86	12～22	26.5～29.6	6.8～14.5
	稠油段	0.86～0.90	22～70	25.7～27.3	16.7～20.4
油水过渡段		0.90～0.92	70～99	21.7	29.2
残余油含水段		0.92～0.96	48～63		

4. 层析作用

原油在地层内运移时，受到粘土成分的选择性吸附作用，极性小的轻组分，由于吸附作用弱而运移得快，极性大的重组分，由于吸附作用强而运移滞后，从而形成沿运移方向上原油性质前轻后重的现象。当原油自下而上运移时，在垂直剖面上则表现为上部的油层原油轻，下面的油层原油较重。这与重力分异作用引起的同一油藏内原油上轻下重是不同的。如黄骅坳陷南部，原油平均相对密度在油层埋深 2000～2500m 时为 0.8743；2500～3000m 时为 0.8826；3000～3500m 时为 0.8883。黄骅坳陷北部井深 2500～3000m 平均相对密度为 0.8445；3000～3500m 时为 0.8587。又如北部湾盆地，在井深 2000～3000m 区间内，也是上轻(2000～2500m 平均相对密度为 0.8294)下重(2500～3000m 为 0.8466)。当原油在平面上自深处向浅处运移时，浅部的油藏原油较轻，深部的油藏原油较重。如酒泉盆地及柴达木盆地的冷湖地区，原油随埋深加大而变重，可能与石油运移过程中的区域层析作用有关。

5. 脱沥青作用

Tissot B P 等在《石油形成和分布》一书中论述了这一作用。当大量烃类气体或轻烃溶解于重质或中质原油中时，石油中的沥青质自然地沉淀出来，从而使原油变轻。在实验室和炼厂经常利用这一原理，用低沸点烃从原油中分离沥青质。脱沥青作用所需的大量烃类气体或轻烃，可以由原油热蚀变作用产生，也可以是二次运移时从外部进入。

脱沥青作用和热蚀变作用很难区分。因为这两个过程经常同时发生，而且作用的结果也一样，都是使油质变轻，在聚集层中沉淀出沥青质。但通过仔细的研究工作，还是可以发现两者的区别。热蚀变作用一般具有区域性质，而脱沥青作用则是局部性的。脱沥青作用形成的沥青质，其碳同位素组成与原来石油中的沥青质相近，而热蚀变作用产生的焦沥青碳同位素比值显著增高(富集重碳同位素)。在中国，尚未见报道这方面的研究成果，但这一作用肯定在中国含油盆地内存在。

二、原油的演化模式及成因分类

点归纳于下：

(1)正常原始石油

C_{29}甾烷 20S/(20S+20R)值介于 0.25～0.55 之间，下分：

1)淡水沼泽相生油层生成的原油——主要为石蜡基轻质油，含硫量很低，含蜡—高含蜡，姥/植值大于 2.5，规则甾烷中以 C_{29}豆甾烷占绝对优势，富含萜烯、倍半萜，具有极低的硫芴/三芴值。

2)咸水沼泽相生油层生成的原油——高含硫，V/Ni 值大于 1，低一中等含蜡，富含孕甾烷、双环倍半萜等生物标志化合物。

3)淡水—微咸水湖相生油层生成的原油——轻质或中质，石蜡基，低含硫，姥植均势，高含蜡—特高含蜡，富含双环萜烷、五环三萜烷、娠甾烷、奥利烷、妊烷、高妊烷等生物标志化合物，规则甾烷中以 C_{29}豆甾烷、C_{28}麦角甾烷占优势。

4)富含硫酸盐的盐湖相生油层生成的原油——含硫量较高，轻质，植烷优势明显，正构烷烃高碳部分明显呈偶碳优势，OEP 值小于 1，三芴系列中硫芴占优势，富含 γ-蜡烷、孕甾烷、甲基甾烷等生物标志化合物。

5)碱湖相生油层生成的原油——低硫轻质，石蜡基，植烷优势，高蜡—特高含蜡，富含 γ-蜡烷、孕甾烷。

6)海相生油层生成的原油——低蜡，高硫轻质，V/Ni 值大于 1，C_{21}，C_{23}，C_{24}三种三环萜烷的分布以 C_{23}为顶点，形成一个倒"V"字形。三芴系列以贫氧芴、富含硫芴为特征。原油族组成中，芳香烃含量大于 20%。芳香烃组成中，总萘占大部分(>70%)，总菲所占比例小于 25%。富含孕甾烷、γ-蜡烷等生物标志化合物。

(2)未成熟油

C_{29}甾烷 20S/(20S+20R)小于 0.25，又分为：

1)强还原环境下形成的未成熟油——姥/植值小于 1，高含蜡，富含胶质和沥青质，含硫量也较高。

2)树脂体、木栓质体形成的未成熟凝析油或轻质油。

2. *水洗、生物降解原油*

可能是正常原始石油，也可能是未成熟原始石油生物降解的产物。降解原油的特征相对于原始石油来说，相对密度、粘度、初馏点明显升高，含蜡、凝固点、馏分含量降低。含硫量取决于原始石油的含硫量，可能低含硫至特高含硫，但总体上比原始石油的含硫量高。根据原油生物降解程度可划分：

(1)轻度生物降解原油

原油相对密度为 0.87～0.93，烷烃中正构烷烃含量相对原始石油降低，一般小于 65%。异戊间二烯烃含量也有所减少，一般小于 32%。甾烷、萜烷含量的增加仅仅是由于正构烷烃和异戊间二烯烃相对含量的减少而引起。

(2)中等程度生物降解原油

原油相对密度为 0.93～0.98，烷烃中正构烷烃含量一般小于 45%，异戊间二烯烃含量变化在 22%～32%之间，原油中出现 C_{25}-降藿烷系列。

(3)严重降解原油

相对密度大于 0.98，甚至超过 1，正构烷烃、甾烷、萜烷全部损失，高含 C_{25}-降藿烷系列，烃类含量已经极少，几乎全由胶质和沥青质组成，原油中生物标志化合物仍可能保存有胡萝卜

素、γ-蜡烷和卟啉化合物等。

3. 热蚀变原油

为高成熟(庚烷值为 30～40,石蜡指数为 3～10)、过成熟(庚烷值＞40,石蜡指数＞10)的轻质油或凝析油,低含硫,含蜡量相对原始石油降低,凝固点也降低到负值。

4. 层析作用、重力分异作用、脱沥青作用原油

这些作用使原油性质产生分异,一端是轻质油,另一端是重质油直至焦沥青。其作用规模是局部性的,其成因则只有在一定范围内从原油性质的总体变化规律中去掌握。

三、原油性质的垂直分带

在地层剖面的不同深度处,影响原油性质诸因素所起的作用是不一样的。在深度不大的地方,水洗、生物降解作用起主导作用。到了深部,热蚀变作用、脱沥青作用明显突出。在生油门限深度附近的原油,最能代表原始石油的性质。这些情况,使原油性质在垂直剖面上自然地可划分四个带(图 9－8)。

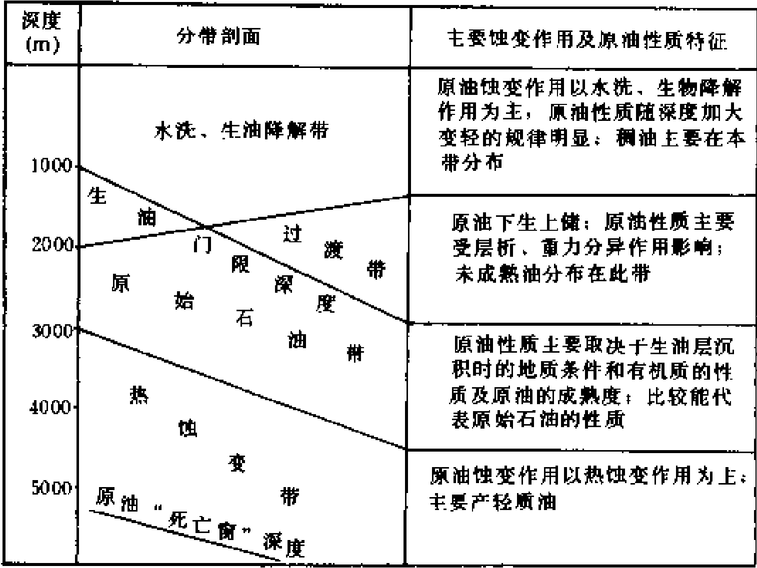


图 9－8 原油性质垂直分带示意图

1. 水洗、生物降解带

这个带一般自地面开始,底界深度在各个含油盆地不一样,但一般不超过 2000m。这个带的最大特点是原油性质受水洗、生物降解作用的影响突出,原油随深度变轻的规律明显。相对密度、粘度、胶质＋沥青质含量、含硫量随深度增加而降低,含蜡、初馏点、馏分含量随深度增大而升高。这个带与水文地质上的垂直和水平上的自由交替带或交替缓慢带基本吻合。总体上讲,原油性质比较重、稠,仅局部"稠中有稀"。相对稀的局部浅层原油,主要与其分布地区地表水之间的连通性较差,如局部存在低渗透层、透镜体,或底、边水不活跃有关。

2. 原始油带

本带原则上可划在生油门限深度以下至相当于原油进入高成熟阶段的埋深范围内。在某些地区,氧化带的深度已超过生油门限深度,则本带的顶界可划在水洗、生物降解带的底部。在本带,水洗、生物降解作用已大大减弱,热蚀变作用、脱沥青作用还不强,原油的性质主要取决于生油层沉积的地质条件和有机质的性质,比较能代表原始石油的性质。在本带,热蚀变作用、脱沥青作用的结果往往为重力分异作用、层析作用所抵消,使原油性质随深度变化的规律表现

不明显。当某一蚀变作用相对突出时，原油性质就表现出某一种随深度的变化情况，如层析作用、重力分异作用相对强时，原油性质随油层埋深的变化表现为与水洗、生物降解带相反的变化规律，即随深度增加，相对密度、粘度、含硫量、初馏点(有时甚至包括含蜡量)升高，而馏分含量降低。当热蚀变作用、脱沥青作用比较强时，则表现出与水洗、生物降解带同样的随深度变化规律。本带基本上与水交替停滞带重叠。

3. 过渡带

当水洗、生物降解带在生油门限深度之上时，在水洗、生物降解带与原始油带之间必然存在一个过渡带。过渡带的原油为下生上储，此外，未成熟油也主要在本带分布。本带与水交替阻滞带基本重叠，原油性质主要受层析作用、重力分异作用影响。当水洗、生物降解带底界深于生油门限深度时，过渡带不存在。

4. 热蚀变油带

本带顶界位于原油进入高成熟阶段对应深度，底界为原油"死亡窗"深度。本带主要产轻质油。重力分异作用、层析作用继续起作用，而脱沥青作用、热蚀变作用在本带往往占优势。随深度增加，原油变轻。本带也可能有重质油，主要是层析作用分异的结果，也可能与地质历史上某一时期古水洗、古生物降解作用有关。

水洗、生物降解带的发育程度在各个含油盆地不一样，最大厚度可达2000m以上，有的含油盆地仅厚几百米，甚至可能更薄，以至在很浅的地方就进入过渡带或原始油带。过渡带的厚度变化很大，也可能不存在，唯有原始油带和热蚀变带比较稳定。鄂尔多斯盆地、酒西盆地、塔里木盆地和柴达木盆地等原油相对密度随深度变化不明显，甚至存在原油随油层埋深增加而变重的现象，这些都与水洗、生物降解带不发育甚至缺失，或与某些引起原油性质随深度增加变重的蚀变作用占优势有关。

第四节　特殊原油的分布及成因

所谓特殊原油，指的是从采油工艺和炼制工艺上需要特殊对待的，或具有特殊经济价值的原油。特殊原油包括：稠油、高凝油、低凝油、凝析油等。下面分别论述其分布、特性和成因。

一、稠油

根据国际惯例，从采油角度，定义稠油为相对密度大于0.934或50℃时粘度大于100mPa·s的原油。

中国稠油资源丰富，分布广泛，但分布不均匀。从层位上看，以新生界为主，其次是中生界、古生界。从区域上讲，主要分布在东部地区，其中又以渤海湾盆地最发育。此外，在江汉盆地、泌阳凹陷、准噶尔盆地、苏北盆地和广西的百色盆地，以及南海的珠江口盆地都有分布。

中国稠油在空间上的分布有以下规律性(胡见义等，1989)：

1)在纵向上，一般分布在盆地上部构造层的上覆较年轻的非生油层地层中。大体与垂向水文地质剖面上的水自由交替带和水交替缓慢带吻合，向深部逐渐过渡为轻质油藏。这一规律在中国大陆东部及沿海海域表现明显。稠油油藏在上第三系非生油层中广泛发现。如黄骅坳陷的羊三木、孔店、港东油田，济阳坳陷的单家寺、孤岛油田等，稠油油藏主要在上第三系明化镇组($N_{1-2}m$)、馆陶组(N_1g)分布。南海珠江口盆地流花11-1油田稠油也产自上第三系的非生油层。稠油油藏在下第三系上部非生油层中也有分布。如渤海海域的埕北油田东营组(E_3d)、苏北盆地高邮凹陷的黄珏油田三垛组(E_2s)的非生油层中均产稠油。此外，江汉盆地潜江凹陷的

王场油田，稠油分布在潜江组($E_{2-3}q$)上部第一段非生油层中。泌阳凹陷下二门油田的稠油也分布在地层剖面上较年轻的核二段($E_{2-3}h$)非生油层中。这些稠油油藏的油源均为深部的生油层，而绝大多数向深层过渡为轻质的原始油油藏。中国东部的上述盆地的第三系较年轻地层，由于埋藏浅、储集层物性好，后期断裂发育，因此，在垂直水文地质剖面处于水自由交替带或水交替缓慢带，与地表水通过断层有一定联系，地下水被淡化，原油遭受不同程度水洗、生物降解作用而变重变稠。

2)在平面上，一般分布在盆地或凹陷的边缘斜坡带上，并与水自由交替区或水交替缓慢区分布一致，向盆地中心，逐渐过渡为轻质油藏。在辽河西部凹陷，稠油油藏分布在西斜坡的上倾部位。在济阳坳陷东营凹陷南斜坡的滨南地区和沾化凹陷南坡的罗家地区，稠油油藏也相当发育。在准噶尔盆地，稠油油藏分布在盆地西北缘克-乌逆掩断阶带上盘的中、新生界中。在松辽盆地，稠油分布在西部斜坡的富拉尔基和套保地区以及东南隆起带上的扶余一号油田。在二连盆地，稠油分布在吉尔嘎朗图凹陷的南斜坡。在苏北盆地的金湖凹陷，稠油分布在西斜坡的潘庄油田(安徽省境内)。在泌阳凹陷，稠油分布在北斜坡带上。此外，在鄂尔多斯盆地的西缘和广西百色盆地的南斜坡也有零星稠油油藏分布。在上述盆地或凹陷的斜坡带，稠油聚集在一些被断层复杂化的背斜、鼻状构造或断块上，也存在地层或地层-岩性型的稠油油藏。上述地带，一般均位于水自由交替区或水交替缓慢区。由于接近供水区，储集层埋深浅、储集层物性好，与地表水交替活跃，地下水被淡化，使原油遭受不同程度水洗、生物降解作用而变重变稠。

3)稠油油藏的埋深，在各个盆地不一样(表9-33)，但一般不超过2000m，主要集中在1000～1500m深度范围内。此外，还有部分稠油油藏分布在较浅深度范围内。如松辽盆地的扶余一号油田，稠油油藏埋深仅130～350m，准噶尔盆地西北缘的稠油油藏主要集中在几十米到500m深度范围内，在黑油山地区甚至裸露地表，形成沥青砂。泌阳凹陷北斜坡的稠油油藏埋深一般也仅为150～600m。

4)稠油的储集层一般为高孔隙度、高渗透率的粗粒砂岩。稠油的储集层由于近物源区，埋藏浅，岩性疏松，高孔高渗，孔隙度一般为25%～35%，渗透率为$(300\sim2000)\times10^{-3}\mu m^2$(表9-33)。在观察稠油油层的岩心时，经常发现"稠中有稀"的现象。这主要取决于储集层的物性。物性好的砂层，油砂的颜色暗，原油相对密度大；物性差的砂岩，油砂的颜色浅，原油相对密度较小。

从表9-33中可以看出，中国稠油除具有一般稠油的特点(相对密度高，粘度大，胶质+沥青质含量高，初馏点高，馏分含量低)外，还具有两个明显特点：①含蜡量较高。到目前为止，中国发现的稠油主要为陆相高含蜡原油经水洗、生物降解形成，尽管含蜡量相对于原始石油已明显降低，但仍保持了中国陆相高含蜡原油的痕迹。一部分稠油，含蜡量仍超过5%，有的甚至高达10%以上，超过正常海相原油的含蜡量。由于中国稠油含蜡量较高，相应地凝固点也比较高。②中国稠油大部分继承了中国陆相淡水—微咸水生油层生成的原油低含硫的特点，但部分稠油高含硫。稠油的含硫量，除部分由原始石油继承浓缩而来外，还有相当部分是水洗、生物降解时，从地表水或地层剖面上的石膏不断溶解到水中来的硫酸盐中摄取而来。

近年来，国内外一些学者提出，部分稠油系未成熟成因。根据现有原油成熟度划分标准，稠油确实有成熟、低成熟甚至未成熟之分。相反，也应该考虑到未成熟重油也可能系未成熟中质－重质油经受不同程度生物降解作用形成。例如，黄骅坳陷枣园油田沙四段、孔一段(E_2s_4、E_2k_1)稠油，就是由低成熟的孔二段原始石油生物降解形成的。孔二段($E_{1-2}k_2$)低成熟原始石油相对密度为0.88左右，运移到沙四段、孔一段含砾中粗砂岩中后，在低断块中，生物降解程度轻

1416～3450m 深度范围内。

表 9－34　中国特高凝原油一般物性分析数据表

盆地或坳陷	凹　陷	层位	油层深度 (m)	相对密度 d_4^{20}	粘　度 50℃ (mPa·s)	含　蜡 (%)	凝固点 (℃)	胶质＋沥青质含量 (%)	含硫量 (%)	初馏点 (℃)	300℃ 馏　分 (%)
南襄盆地	南阳凹陷	$E_{2-3}h$	1416～1756	0.8500～0.8870	8.5～51.2	45～54.5	40～52	7.9～13.4	0.06～0.18	78～171	10～27.5
	泌阳凹陷	$E_{2-3}h$	1380～1800	0.8573～0.8754	8～12.5	33～45	40～44	9.9～14.3	0.09～0.14		200℃ 7.4～11.1
辽河坳陷	大民屯凹陷	$E_{2-3}s$	1700～2600	0.85～0.90	9.8～30	30～53	40～69	5～15	0.05～0.12	86	20.5
黄骅坳陷	沧东凹陷	$E_{3}s_{1}$—$E_{1-2}k$	1900～2600	0.8775～0.9029	84.6～121.8	16.9～36.28	40～44	24.7～33.2	0.07～0.18	123～124	14.1～19.7
苏北盆地	高邮凹陷	$E_{3}d$	1810～3450	0.83～0.86	7.7～17.5	32.9～56.4	40～44	18.4～20.0	0.19～0.35	50～83	22.5～25.3
	海安凹陷	K_2	2356～2507	0.8877～0.8915	228.9～305.7	29.7～31.7	44～46	28.9～34.9			

特高凝原油的成因，必须与高蜡原油的成因联系起来。高蜡原油的成因，早就引起国内外学者的关注，一致认为陆源植物的壳质组织（果实、茎、叶的角质层）的蜡质成分是高蜡原油生成的物质基础。Tissot B P 和 Welte D H 还认为，在沉积过程中，由于细菌对陆源有机质的强烈改造作用，使纤维素、木质素降解，而保存下来的主要组分是从高等植物衍生而来的长链正构烷烃和蜡酯，后者进一步演化生成高碳数正构烷烃。此外，细菌本身机体也直接参与干酪根的组成，使原始母质以植物为主的腐殖型干酪根，部分地转变为腐泥型干酪根。在南襄盆地核桃园组生油层和大民屯凹陷沙河街组生油层中，均发现腐殖型有机质在细菌作用下部分地改造为腐泥型有机质的例证。

海相低蜡原油的正构烷烃碳数组成以 C_7—C_{22}为主，很少含 C_{23}—C_{35}及以上碳数的高分子正构烷烃（石蜡和地蜡）。陆相高蜡原油富含 C_{23}—C_{35}正构烷烃（石蜡），仅含少量 C_{37}—C_{45}正构烷烃（地蜡）。陆相特高蜡原油则除富含 C_{23}—C_{35}石蜡外，还有较高含量的 C_{37}—C_{45}地蜡。

海相低蜡原油的生油母质主要为藻类等浮游生物，其类脂组分的碳数组成以 C_{12}—C_{20}为主，正是这类低碳数的类脂化合物形成原油中低碳数正构烷烃。陆相高蜡原油的生油母质主要是高等植物衍生而来的长链正构烷烃和蜡酯，其类脂组分的碳数组成以 C_{22}—C_{36}为主，正是这类高碳数的类脂化合物形成高碳数正构烷烃（石蜡）。依此类推，特高蜡原油的形成可能与陆源植物母质中更高碳数（C_{36}—C_{48}）的某种类脂组分的参与有关。特高蜡原油的保存还与一定的埋藏条件有关。当特高蜡原油进入地表水连通带后，必然遭受水洗、生物降解作用而使含蜡量降低。特高蜡原油形成聚集后，若埋深进一步加大，热蚀变作用将使高分子烷烃（石蜡和地蜡）热裂解，同样使蜡含量减少。这两种情况都不利于特高蜡原油的保存。因此，特高蜡原油必然赋存在地表水连通带以下、热蚀变作用带以上的埋藏深度范围内。

沧东凹陷和海安凹陷特高凝原油的形成除与上述生油母质组成和埋藏条件联系外，还与原油低成熟有关。由于原油低成熟，富含胶质和沥青质，对原油高凝也起了一定作用。

三、特低凝原油

特低凝原油是生产高质量润滑油系列产品和适应高寒地区燃料油的原料，具有很高经济价值。炼制工艺对生产这类油品的原油，要求其200～350℃馏分的凝固点低于－60℃，其350～450℃馏分的凝固点低于－10℃。为了满足这样的条件，一般要求原油的凝固点在－20℃以下。因此，定义特低凝原油为凝固点低于－20℃的原油[1]。但必须指出，部分凝固点低于－20℃的原油，其相应馏分并不符合生产上述特种油品的条件，同时也有部分凝固点高于－20℃的原油，其相应馏分却满足生产上述特种油品的条件。因此，以上定义仅仅是一个粗略的划分标准。

中国特低凝原油比较少，主要在克拉玛依油田、黄骅坳陷的仙庄—扣村油田、大民屯凹陷和辽西凹陷的兴隆台油田发现并开发。

中国特低凝原油一般物性见表9－35。其共同特点是含蜡量低，一般小于5%，个别达10.6%～12.5%。因此，含蜡量低是引起原油特低凝的主要原因。但并非所有低含蜡原油都是特低凝原油。重油和特重油的含蜡量一般很低(低于5%)，但却很少为特低凝原油，其原因是重油和特重油的胶质＋沥青质含量很高(大于40%)，从而使原油的凝固点不可能很低。

表9－35 中国特低凝原油一般物性分析数据表

盆地或坳陷	油田名称	层位	油层深度(m)	相对密度 d_4^{20}	粘度 50℃ (mPa·s)	含蜡量(%)	凝固点(℃)	胶质＋沥青质含量(%)	含硫量(%)	初馏点(℃)	300℃馏分(%)
准噶尔盆地	克拉玛依	T		0.8794～0.8823	28.8～31.9	2.9～4.8	－48～－50	9.9～10.9	0.03～0.08		
黄骅坳陷	仙庄–扣村	Es_1	1644～1758	0.8930～0.9001		4.2～10.7	－24～－30	27.4～38.2	0.07		
	歧633井	E_3s_1	2100	0.9269	69.1	4.3	－29	14.7	0.24		
	港东205井	$N_{1-2}m$	1380	0.9328	15.9	6.2	－20	17.9	0.22		
	南大港	E_3s_1	2100	0.9269～0.9281		4.3～5.9	－23～－27	14.7～21.9	0.22～0.24		
下辽河西部凹陷	兴隆台	E_3d－E_3s_1	1600～1800	0.8779～0.9023	9.4～29.9	3.6～7.2	－20～－30	6.6～15.1			
塔里木盆地	东河塘	C		0.8547	5.2	7.6	－22.5		0.54	69	
	曲1井	C	4894～4904	0.83	4.3	0.6～1.3	－27～－35		0.21～0.27	114.6	52.0
	轮南1井	O	5052～5038	0.9332	209.0	2.6	－24.5			115	26.0

中国特低凝原油的成因类型有二：一类如塔里木盆地古生代海相原油，由于具有低蜡、低胶质＋沥青质含量的特点，其凝固点特低。海相特低凝原油可以为轻质、中质或重质油甚至是重油，埋深从几十米至5000m。另一类是陆相高含蜡原油生物降解的产物，克拉玛依油田、黄骅坳陷仙庄—扣村油田、大民屯凹陷和辽西凹陷的特低凝原油属之。特低凝原油经受生物降解的程度一般不严重，主要为中质－重质油，埋深中等(1600～2100m)。原油生物降解严重时，虽然含蜡量大大降低，但由于胶质和沥青质富集，使原油凝固点增加，从而难以形成特低凝原油。

四、凝析油

---

[1] 冯作贤.1974.兴隆台油田低凝原油普查小结.辽河石油勘探局地质处化验室.内刊资料

续表

地区	凝析气田	层位	相对密度 d_4^{20}	粘度 50℃ (mPa·s)	含蜡 (%)	凝固点 (℃)	胶质+沥青质含量 (%)	含硫 (%)	初馏点 (℃)	300℃馏分 (%)
黄骅坳陷	板桥	E_3s_1	0.7636	0.93	6.08	−14	8.35	0.18	69	83.3
	北大港	E_3s_1	0.7842	1.32		−4.6			92	79.0
	王徐庄	E_3s_1	0.7639	1.00					70	97.0
东濮凹陷	文留、濮城、白庙	$E_{2-3}s$—C−P	0.72～0.78	0.35～1.82		−79			42	200℃ 72～84
渤海海域	锦州 20−20−1	E_3s_1	0.7585～0.7611							
		$E_{2-3}s_2$	0.7504	1.1	1.65	−8		0.02		
	428 西 13−41	E_3d	0.7712	0.87	11.57	−8		0.15	65	82.5
	渤中 28−1−3	E_3s_1	0.7328～0.7501	0.54～0.6	0.18～4.20	−5～<−15	0.78～1.11	0.02		
	渤中 34−1	$N_{1-2}m$	0.7580	0.83	1.97	<−20	4.75	0.02		
四川盆地	八角场	J_1z_4	0.735～0.788	0.37～1.88	0.22～1.67	−28	0.3～2.66	0	40～80	73～97
塔里木盆地	柯克亚	E−N_1	0.717～0.784	0.42～1.84	0～5.45	−35～12	0～2.3	0.05	44～84	74～97
	雅克拉	K	0.7852～0.7984	30℃ 1.28～1.64	0.3～0.46			0.16～0.45	51～70	200℃ >40
		J_1	0.791～0.809	30℃ 1.3～4.2	0.8～5.3	−2～−24		0.12～0.78	70	200℃ >40
		O	0.7923～0.8356	30℃ 1.5～5.0	0.65～3.1	−2.5～−24		0.1～0.51	38～115	200℃ 27.5～57.5
	克拉克	T	0.75～0.82	20℃ 0.82～1.08		−2～14℃			41～53.8	88.5
	塔中 1 井	∈−O	0.7596	0.56	1.29	−57.5		0.09	55	
北部湾盆地	涠 6−1−1	C	0.75	0.54	0.11	−32			47	91.4
琼东南盆地	崖 13−1	E	0.7966～0.8585		1.69～21.07	−6～34	0.3～0.7			
台湾西部	锦水	N_1（大鹿页岩）	0.8086		0.31	−17.8		0.005		
		N_1（北寮砂岩）	0.7883～0.7976		0.26			0.05		
		N_1（出矿坑砂岩）	0.8076～0.8155		4.4	29.2		0.02		

凝析油 C_4—C_7 轻烃族组成分析资料(表 9−38)同样表明上述规律的存在。川西北中坝须家河组(T_3x)、川中八角场香溪组(T_3xn)、崖 13−1 下第三系、苏桥苏 20 井石炭-二叠系和川东板东二叠纪煤系生成的凝析油族组成中，正构烷烃变化在 15.91%～37.25%，支链烷烃含量变化在20.23%～29.3%，饱和烃含量小于 50%，环烷烃含量为 31.67%～53.12%，芳香烃含量10.75%～60%。而川西北中坝的雷口坡一段(T_2l_1)、川中八角场大安寨组(J_1z_4)、柯克亚

的第三系、渤海海域的锦州 20-2-1 的下第三系、川东明月峡二叠系以及黄骅坳陷板桥凝析气田的沙河街组($E_{2-3}s$)非煤系凝析油，正构烷烃含量为 21.94%～57.83%，支链烷烃含量为 8.67%～41.57%，饱和烃含量大于 50%，环烷烃含量较低，为 19.26%～49.58%，芳香烃含量仅为1.72%～13.68%。腐殖型干酪根生成的凝析油富含环烷烃、芳香烃，可能与这种陆源高等植物形成的干酪根富含树脂和蜡质有关。

表 9-37 中国某些凝析气田凝析油族组成分析数据表

地区	凝析气田		层位	井深(m)	族组成	
					饱和烃(%)	芳香烃(%)
冀中坳陷	顾辛庄		O_2	3396～3421	81.63	9.92
	清辉头		O_2	3990～4366	91.97	8.03
	苏桥	苏 20 井	C-P	3342～3392	81.71	18.29
		苏 4 井	O_2	4800～5100	68.76	31.24
	文安	文 23 井	C-P	2710～2762	87.23	12.77
四川盆地	卧龙河		T_2j_5	1600～2400	92.96	7.04
塔里木盆地	柯克亚		$E-N_1$	2700～3882	>93	3.81～5.11
琼东南盆地	崖 13-1		E		60～70	30～40
台湾西部	铁砧山		N_1		73	27

表 9-38 中国主要凝析气田凝析油 C_4-C_7 轻烃族组成分析数据表

类别	地区	气田名	井号(井区)	层位	正构烷烃(%)	支链烷烃(%)	环烷烃(%)	苯和甲苯(%)
煤系	冀中坳陷	苏桥	苏 20	C-P	25.30	22.56	40.36	11.78
	四川盆地	中坝	中 29	T_3x_2	18.62	21.07	49.56	10.75
		八角场	角 48	T_3xn	18.74	20.84	47.04	13.38
		板东	板东 4	P_2^2	23.48	20.67	31.67	24.18
		卧龙河	卧 13	$T_2j_1^5$	25.31	20.71	29.27	24.13
	琼东南盆地	崖 13-1						50～60
非煤系	黄骅坳陷	板桥	板中北端	$E_{2-3}s$	24.27	40.30	29.27	6.03
			板中南端	$E_{2-3}s$	31.85	41.57	22.84	3.34
	渤海海域	锦州-20-2-1			57.83		33.40	8.77
	四川盆地	中坝	中 18	T_2l_3	36.96	29.11	20.66	12.91
			中 22	T_2l_1	36.61	33.57	22.04	7.78
		八角场	角 2	J_1z_4	46.65	18.74	31.12	3.59
		明月峡	明 1	P_2^1	27.99	36.36	26.95	8.70
	塔里木盆地	柯克亚	柯 9	E_3-N_1	52.43	19.50	19.26	8.81

此外，煤系生成的凝析油，其碳同位素组成变化在－28.9‰～－23.02‰，而非煤系生成的凝析油同位素组成偏轻，变化在－29.10‰～－35.2‰，有明显区别(表 9-39)。

表 9-39　中国某些凝析气田凝析油碳同位素组成分析数据表

类　别	地　　区	凝析气田名	井　　号	层　　位	$\delta^{13}C$(‰)	$\delta^{13}C_{饱}$(‰)	$\delta^{13}C_{芳}$(‰)
煤系生成的凝析油	东濮凹陷	马　　厂	开 33	E_2s_4	−26.22		
		文　　留	文 31	E_2s_4	−25.12		
	四川盆地	中　　坝	中 34	T_3x_2	−25.96	−26.57	−24.69
		八　角　场	角 6	J_1z_4	−24.99	−26.88	−24.09
		卧　龙　河	卧 70	T_1j	−25.87	−26.16	−24.51
		板　　东	板东 4	P_2^3	−26.51	−26.54	−25.66
	琼东南盆地	崖 13-1		E	−23.02～−28.17		
非煤系生成的凝析油	东濮凹陷	濮　　城	濮 3-84	$E_{2-3}s_2$	−26.39		
		文　　留	文 12	$E_{2-3}s_2$	−26.29		
		白　　庙	白 12	E_2s_4	−28.45		
		桥　　口	桥 14	E_2s_4	−27.00		
	四川盆地	中　　坝	中 24	T_2l	−31.35		
		纳　　溪	纳 24	T_1j	−30.64	−30.96	−29.35
		白　节　滩	白 1	T_1j	−29.52	−29.88	−27.60
		八　角　场	角 12	J_1z_4	−29.10	−29.78	−28.02

可利用庚烷值与石蜡指数来作为凝析油成熟度的划分指标，见表 9-40：

表 9-40　凝析油成熟阶段划分标准表

（据 Thompson K F M 资料，1979）

类　　别	庚　烷　值	石　蜡　指　数
低成熟油	<20	<1
成熟油	20～30	1～3
高成熟油	30～40	3～10
过成熟油	>40	>10

中国凝析油绝大部分为成熟、高成熟、过成熟油（表 9-41），并且成熟凝析油均为腐殖型母质生成，而腐泥型母质生成的凝析油均为高成熟至过成熟油。腐殖型母质生成的凝析油的庚烷值与石蜡指数都比较低。按庚烷值一般低于 20，属低成熟油，按石蜡指数一般为 1.2～1.5，属成熟油。庚烷值与石蜡指数不仅受成熟度控制，也受母质类型影响。一般来说，成熟度相同而母质来源不同的凝析油，腐泥型母质来源的庚烷值和石蜡指数往往高于腐殖型母质来源的。这是因为后者贫正构烷烃和支链烷烃，而环烷烃含量较丰富。并且还发现，母质类型对庚烷值的影响比石蜡指数大。因此，具体确定腐殖型母质生成的凝析油的成熟度时，应以石蜡指数为主。这样确定的成熟度，也只能作为实际成熟度的下限，而实际的成熟度可能比这还要高。

关于凝析气藏的成因问题见第八章第三节。

表 9-41 中国某些凝析气田凝析油轻烃成熟度指标数据表

类别	地区	凝析气田名	井号	层位	气层井深(m)	庚烷值	石蜡指数
煤系生成的凝析油	冀中坳陷	苏桥	苏 1-8	O_2	3850.0～3922.7	19	1.7
			苏 402	O_2	4800～4981	23	1.6
		文安	文 53	C-P	2758.2～2754.0	21	1.8
	东濮凹陷	文留	文 23	E_2s_4	2813.2～3026.8	41.76	8.09
		马厂	开 33	E_2s_4		64.18	12.95
	四川盆地	中坝	中 29	T_3x_2		12.8	1.41
		八角场	角 48	T_3xn		12.07	1.45
		老关庙		T_3x_2		15.89	1.51
		文兴场		T_3x_4		8.16	1.29
	琼东南盆地	崖 13-1		E		14.26	1.28
非煤系生成的凝析油	冀中坳陷	柳泉	泉 20	$E_{2-3}s$	2179.6～2186.0	38	1.8
			曹 5	E_2s_4	3650～3670	31	2.8
		肃宁	宁古 1	Chg	5061～5166	33	6
	黄骅坳陷	板桥	板中北端	$E_{2-3}s$		22.88	1.68
			板中南端	$E_{2-3}s$		26.72	2.15
			板深 20 井	$E_{2-3}s$		21.92	1.57
	东濮凹陷	卫城		$E_{2-3}s$		30	3
		濮城		$E_{2-3}s$		40	2.0
		白庙	白 10	E_2s_3	3064.2～3077.6	28.74	3.86
		桥口	桥 14	E_2s_4	3698.8～3759.2	27.36	3.26
	苏北盆地	真武	真 42	E_3d		42	2
	鄂尔多斯盆地		任 4			35	4.5

在中国,原油地球化学作为一门学科,其研究已引起有关科研单位、学者的重视和关注,并取得了丰富的成果,本章对此进行了初步归纳综合。但中国原油地球化学的研究还需进一步深入,一系列问题还有待研究解决。诸如综合利用原始石油和演化后石油的地球化学资料以及其他地质、地球化学资料,结合含油气盆地沉积史、热演化史、成烃史、构造史,系统探讨原油的演化全过程和分布规律,以指导油气勘探;建立原油和生油岩统一的成熟度指标系统,开拓新的生物标志化合物;研究原油性质与地质环境变化间的关系,原油生物降解机理和规模,运移对原油性质的影响,未成熟油的成因及分布规律;统一完善原油的工业分类、成因分类和垂直分带等。

参考文献

王尚文等. 1983. 中国石油地质学. 北京:石油工业出版社

中原石油勘探局. 1991. 东濮凹陷油、气生成地球化学研究. 北京:石油工业出版社

牛嘉玉等. 1988. 渤海湾地区高粘重质油藏的形成与分布. 石油勘探与开发,15(6)

卢松年. 1986. 生物降解作用与辽河"稠油"的形成. 石油学报, 7(3)

卢松年等. 1985. 东台坳陷下第三系生油岩生物标记化合物及其地质地化意义. 石油与天然气地质, 6(1)

江继纲. 1981. 江汉盆地咸水湖相潜江组油、气的生成. 石油学报, 2(4)增刊

江继纲, 严叔澜. 1986. 江汉盆地丫角低凸起油源剖析. 石油与天然气地质, 7(3)

江继纲. 1988. 江汉盆地重质油的地球化学特征及成因. 石油勘探与开发, 15(4)

中国石油天然气总公司石油勘探开发科学研究院地质所. 1982. 中国陆相油气生成. 北京: 石油工业出版社

吴少华. 1963. 中国陆相原油的特点. 见: 北京石油科学研究院地质所论文集, (1)

吴士清等. 1988. 浙北煤山龙潭煤系煤成油剖析. 石油与天然气地质, 9(2)

陈安定. 1988. 陕甘宁盆地油、气地化特征及其在油、气来源预测中的意义. 石油勘探与开发, 15(6)

陈建渝等. 1988. 黄骅坳陷低凝固点原油的特点及成因. 石油勘探与开发, 15(5)

李晋超等. 1985. 特高蜡原油及其生油岩中可溶有机质的地球化学特征和成因分析. 石油与天然气地质, 6(1)

杨坚强. 1989. 沙参 2 井原油中的生物降解产物. 石油与天然气地质, 10(1)

杨万里等. 1985. 松辽盆地陆相油气生成运移和聚集. 哈尔滨: 黑龙江科学技术出版社

杨志琼等. 1986. 我国含油气盆地沉积岩及原油中卟啉的液相色谱特征. 石油与天然气地质, 7(4)

杨文宽. 1986. 生物标记物指标的初步筛选. 石油与天然气地质, 7(2)

尚慧芸. 1984. 陆相原油及生油岩中的奥利烷及其地质意义. 石油学报, 5(10)

尚慧芸等. 1984. 陆相盆地中新生代原油和生油岩中的萜烷和甾烷. 石油与天然气地质, 5(1)

尚慧芸. 1986. 陆相原油和生油岩特征生物标记物. 石油与天然气地质, 7(3)

郑容植等. 1988. 大民屯凹陷高凝油低凝油特征及其分布规律. 石油实验地质, 10(3)

胡见义等. 1989. 中国重质油藏的地质和地球化学成因. 石油学报. 10(1)

胡见义等. 1991. 中国陆相石油地质理论基础. 北京: 石油工业出版社

胡桂馨. 1988. 沙参 2 井原油生物标志物特征及油源初探. 石油勘探与开发, 15(2)

梁复华. 1985. 黄骅坳陷油气类型. 石油学报, 6(1)

郭彬. 1984. 珠江口盆地新生代地层及含油性. 石油与天然气地质, 5(1)

姜乃煌, 贾凤英. 1986. 泌阳凹陷三种原油的油源及其运移特征. 石油与天然气地质, 7(1)

姜乃煌. 1988. 我国陆相原油的钒镍含量和钒镍比探讨. 石油与天然气地质, 9(1)

黄第藩等. 1989. 柴达木盆地第三系原油的熟化序列及其在石油资源预测中的重要意义. 石油学报. 10(3)

Tissot B P. Welte D H. (徐永元等译) 1989. 石油形成和分布. 北京: 石油工业出版社

戴世昭等. 1988. 江汉盆地浅层油气藏预测. 石油与天然气地质, 9(2)

戴卿林, 梅博文. 1988. 树脂二萜类的成岩产物及其热转变. 石油与天然气地质, 9(2)

其梯度仅次于快速压实阶段，曲线有明显陡坎。此阶段 R_o 为 0.5%～1.1%，成熟油生成，泥岩中微裂缝网形成，油气和水相伴大规模向外运移。

4）紧密压实阶段：埋藏深度超过 1860m，泥岩孔隙低于 5%。该阶段早期（埋深 1860～2900m），R_o 为 1.1%～2.0%，相当于轻质油形成期，生成的原油随粘土矿物转换过程中结晶水的脱出而运移出生油岩。晚期（埋深＞2900m，R_o＞2.0%）生成的天然气，也随脱出的结晶水向外运移。

（2）压实和排烃的关系

烃源岩在压实过程中孔隙体积不断缩小，孔隙中流体不断排出并保持静水压力，此种情况称为正常压实。假若流体排出受阻，部分流体滞留在源岩孔隙之中，致使源岩孔隙度并不完全随埋深加大而规律降低，使岩石的压实程度低于正常压实，这称为欠压实。此时孔隙中流体由于承受部分上覆地层负荷压力而形成异常高压。当异常高压释放时，成为流体运移的动力。在砂、泥岩间互层系中，由于砂岩和泥岩的抗压性能不同，从而产生差异压实，导致泥岩中流体总是向砂岩中运移。如渤海湾盆地下第三系岩层孔隙度研究结果表明，随着埋藏深度加大，泥岩孔隙度降低较快，砂岩则降低较慢，二者差距越来越大（图 10－1）。这种压力差更是直接推动泥岩中流体向储集层运移的动力。

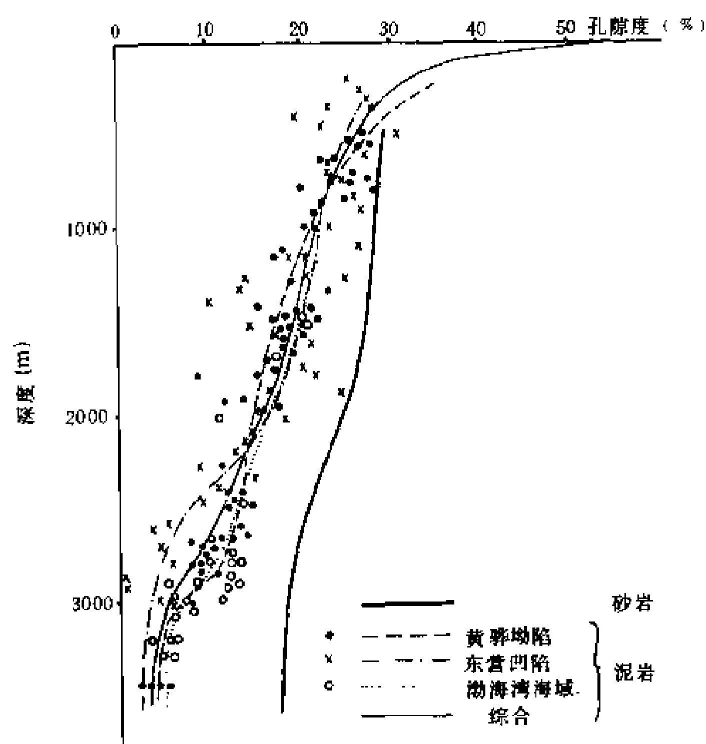


图 10－1　渤海湾盆地砂泥岩压实曲线图

（据何炳骏资料，1981，修改）

水在泥岩压实过程中与油气共同流动，水可以溶解大量天然气，可以冲刷和携带原油呈珠状运移，也可能呈胶束溶液运移。

泥岩中水的来源不仅有沉积时的同生水，还有成岩过程中粘土矿物由蒙脱石转化为伊利石时从倒数第二层层间水释放出来的自由水。据研究，其水量相当于岩石总含水量的 10%～

15%。在地层剖面上，蒙脱石向伊利石转化的突变深度大体与泥岩压实的第三阶段(即突变阶段)的深度一致。如东营凹陷下第三系泥岩的突变深度为2100～2700m(图10-2)，正好与油气大量生成的时间一致，因此对推动油气初次运移能起到重要作用。

(3)压实作用的研究方法

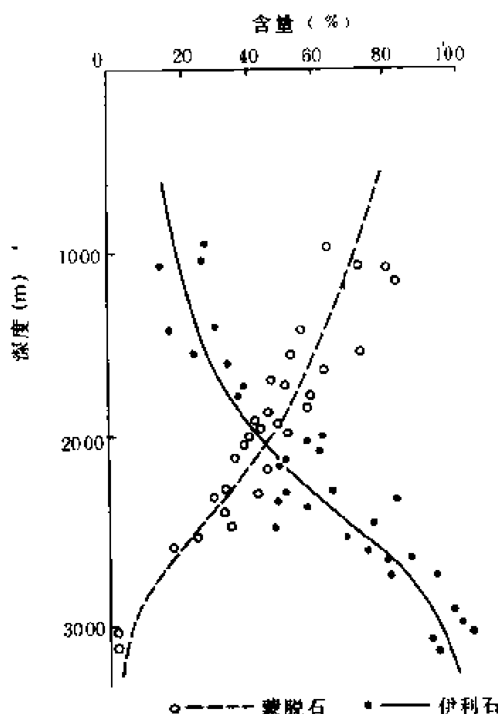


图10-2 东营凹陷粘土矿物含量随深度变化图
(据张数样，1979)

泥岩的压实程度可以通过地层剖面上泥岩孔隙度或地层压力的变化来反映。过去，主要利用岩心实测和实测地层压力来取得这些方面的资料。近年来，普遍应用声波时差测井资料来研究地层剖面上泥岩孔隙度的变化。

孔隙度(ϕ)与声波时差(Δt)有以下线性关系：

$$\Delta t = (\Delta t_f - \Delta t_{ma})\phi + \Delta t_{ma} \quad (10-1)$$

式中 Δt_f——孔隙中流体的时差值，$\mu s/m$；

Δt_{ma}——岩石骨架的时差值，$\mu s/m$。

(10-1)式中的参数，可以根据当地有代表性的纯泥岩取样，实测Δt和ϕ，进行线性回归，求得参数值。例如：

黄骅坳陷中区的下第三系为：

$$\phi = 0.1098\Delta t - 23.155 \quad (10-2)$$

泌阳凹陷下第三系为：

$$\phi = 0.1142\Delta t - 23.5261 \quad (10-3)$$

根据(10-2)式或(10-3)式可以利用实测Δt值计算黄骅坳陷或者泌阳凹陷下第三系泥岩的孔隙度。

地层剖面上泥岩地层压力也可利用测井资料求得。方法有二，第一是经验曲线法。根据区域实测压力资料，建立原始地层压力梯度与泥岩测井参数(如正常压力时泥岩电阻率R_0与同深度实测电阻率R_a的比值，或正常压力时泥岩的声波时差值Δt_0与同深度实测声波时差值Δt_a的比值)的关系式。例如，黄骅坳陷中区地层压力梯度与电阻率比值可建立以下关系：

$$p/D = 0.103251 - 0.17136/\lg(R_0/R_a) \quad (10-4)$$

式中 p——实测压力值，0.1MPa；

D——实测压力的井深，m。

(10-4)式相关系数为0.969，适用范围为$0.1 \leqslant p/D \leqslant 0.16$，$1.0 \leqslant R_0/R_a \leqslant 2.0$。

地层压力梯度与声波时差比值之间也有以下关系：

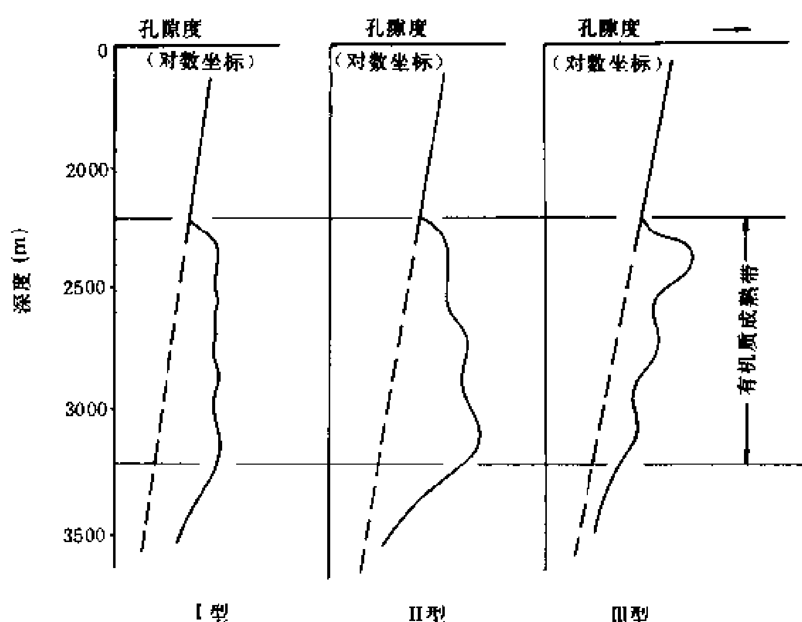


图 10-3　欠压实曲线类型
（据李明诚，1985）

2. 分子扩散

由于浓度差引起的分子扩散作用也是推动油气初次运移的动力之一。分于扩散服从费克(Fick)第一定律。当浓度梯度和扩散面积一定时，扩散流大小取决于扩散系数。影响扩散系数的因素有：扩散物质的性质，扩散介质和特征，扩散系统所处的温度，分子扩散的孔隙空间形态等。油气在地下扩散是一种普遍存在的地质现象，已为油气层上方的岩层及土壤中存在的气体晕所证实。油气生成以后，在生油层中烃浓度越来越高，势必从生油层向生油层外扩散，以达到烃浓度的平衡。对于天然气该作用意义特别大。由于生油层中烃类浓度降低，又给有机质转化为烃类提供了条件。扩散的方向既向上，也向下。烃类越轻扩散能力越强。

3. 水热增压

烃源岩埋深增加，温度相应升高，将导致岩石矿物和孔隙流体发生热膨胀。但由于岩石颗粒的热膨胀远小子孔隙流体，孔隙流体相对岩石颗粒的剩余膨胀力将驱使烃源岩内流体从地温高的地区向地温低的地区运动。即从沉积盆地中心向边缘地区，从深层向浅层运移，这个方向和沉积物压实作用引起的流体运移方向是一致的。

4. 解吸作用

蒙脱石排出层间水转为伊利石后，对烃类物质的吸附能力大大降低，仅为蒙脱石的五分之一。同时，在粘土矿物表面形成一层自由水薄膜，代替原来在粘土矿物表面附着的烃类物质，并将其解脱到孔隙中，使它们可以自由运移。这些都是有利于油气运移的因素。

此外，油和水中溶解的天然气，当地层压力低于饱和压力时，就会从油、水中析出。析出气体积膨胀以及毛细管压力（贾敏效应），均可能成为初次运移的动力。

以上初次运移的动力，对于砂泥岩剖面来说，压实作用是主要的，这种动力可称为静压力。如果生油层在生油过程中经历了构造运动，生油层的构造形态发生变化，会产生另一种油气运

移的动力,可称为动压力。

二、运移的通道及相态

1. 运移通道

(1)研究方法

研究者先后对松辽盆地白垩系烃源岩、黄骅坳陷孔二段(E_1k_2)烃源岩和泌阳凹陷核三段($E_{2-3}h_3$)烃源岩薄片进行荧光显微镜下观察研究,获得相似结论。现以泌阳凹陷核三段烃源岩为例说明。

双河油田核三段生油岩,分别在3口井中采样。岩性为深灰色泥岩,有机碳平均含量都大于1%。有机质类型属腐泥型(Ⅰ型)。双420井岩样处于未成熟—低成熟阶段(CPI为1.32),双观17井及双17-16井为成熟阶段(CPI为1.16和1.18)。

烃源岩薄片荧光显微镜观察主要包括两方面内容。一是观察荧光颜色,一般黄、黄绿、绿、蓝白和白色荧光,反映为油质沥青,为烃源岩中烃类物质中的轻组分;橙、黄橙和褐橙荧光,反映为胶质沥青,为烃源岩中烃类物质中的中间组分;褐和棕褐、黄褐等偏褐色为沥青质沥青,为烃源岩中烃类物质中的重组分。二是观察烃源岩中荧光沥青的产状。根据烃源岩的沉积结构和荧光沥青的分布,可分为:①裂缝型,荧光沥青沿烃源岩的构造裂缝充填,呈间断或连续状分布,一般为油气垂向运移的标志。②微层理型,荧光沥青沿烃源岩微层理呈连续或断续分布,一般是油气侧向运移的标志。裂缝型、微层理荧光沥青一般为次生沥青。③基质型,荧光沥青分布于烃源岩矿物质间。根据沥青分布产状可分为星点状、斑块状、云雾状和细脉状四个亚类。基质型沥青一般为原生沥青,基质型细脉状荧光沥青与构造微裂缝中的荧光沥青脉的根本区别在于与围岩的关系,后者具有一定方向性,且可按裂缝方向分组分期;前者分布无规则,并多呈现网状。

(2)根据观察资料,对初次运移通道的初步看法

1)油气初次运移首先表现为烃类组分的分异:在未成熟生油岩中,基质的荧光沥青主要由沥青质沥青和胶质沥青组成,具明显分异特征。荧光颜色呈褐→黄褐→黄→黄白序列,是早期初次运移作用的结果。

2)微层理和微裂缝是油气初次运移的主要通道:大量荧光薄片中普遍见到比较发育的是构造裂缝和微层理,且其中普遍连续或断续充填各种荧光沥青,这是油气侧向和垂向初次运移通道的"原始记录"和证据。

3)油气初次运移具间隙性特点:荧光薄片中观察到一些连续分布的构造裂缝,而裂缝中荧光沥青分布产状却表现出极明显的不连续性,一段以油质沥青为主,另一段则以沥青质沥青为主。形成这种产状的原因可能是:微裂缝开启时,油气连续运移;微裂缝关闭时,油气运移停止。烃源岩中裂缝多期产生,时开时合,油气初次运移相应呈现间歇状态,从而造成荧光沥青呈断续分布。

通过荧光薄片观察,油气初次运移的通道主要是生油岩中的微细层理、微裂缝等。但是,现在得到的生油岩资料,都是经过成岩作用变化后的岩样,如果有一项包括成岩作用各个阶段的岩石中孔隙和微裂缝形成和分布的研究成果,可能对于说明通道问题更有帮助。

2. 运移中烃类的相态

(1)研究方法

通过观察有机包裹体可大体判断初次运移时烃类的相态。例如,泌阳凹陷云2井核桃园组二段下部至三段上部($E_{2-3}h_2^{下}$—$E_{2-3}h_3^{上}$),岩性以深灰色白云质、砂质泥岩,灰色泥岩和泥质白云

岩为主。有机碳含量平均为1.06%(0.11%～3.19%),氯仿沥青"A"含量平均为2546μg/g(49～15225μg/g),总烃含量平均为1329μg/g(25～8378μg/g),可列入比较好的生油岩等级。

在上述生油岩中的成岩自生矿物包裹体[1],可分成3类8种如下:

第一类,盐水溶液(水相)包裹体。无色透明,边界清楚,荧光显微镜下不显荧光。在石英的少数包裹体中,还含有子晶,如苏打石($NaHCO_3$)和石膏。

第二类,烃类包裹体。室温下烃类相态可分为3种:

第1种,液态烃(油相)包裹体。液呈单相,在荧光显微镜下呈浅黄色、褐黄色。

第2种,液气两相(油气相)烃包裹体。在荧光显微镜下呈黄色和浅蓝色。

第3种,气态烃(气相)包裹体。在荧光显微镜下呈浅蓝色。

第三类,水烃包裹体。据室温条件下水和烃类相态分为4种:

第1种,油水相包裹体。

第2种,油气水相包裹体。

第3种,气水相包裹体。

第4种,气水和子晶包裹体。

在包裹体中,水一般位于边缘,油和气在内部,而气又在油的内部。气和油在外形上多呈浑圆状或椭圆状,水则呈不规则状。显微镜下气呈灰黑色,油呈黄白色、褐黄色和橙色,而水无色透明。在荧光下,气发浅蓝色,油发黄白色、橙色和褐黄至深褐色;而水不显荧光。

(2)关于相态的看法

由上可见,在生油岩中油气初次运移时,其相态是相当复杂的,由于油和气可以互溶,存在油溶相和气溶相;油气和水的关系,可以相混也可以相溶。通常包裹体是在室温条件下观测的,在地层高温、高压条件下,相态如何,仍无直接证据。

三、开始运移的标志、深度、温度和压力

1. 开始运移的标志

许多学者对此提出了不同看法。有的从泥岩压实作用出发,认为以快速压实带出现为其标志;有的从水热增压角度出发,提出以蒙脱石/伊利石混合层开始出现为其标志。另认为标志有二:一是生油岩埋深处于生油门限深度以下,干酪根大量向石油转化;二是原油在生油岩中有一定的饱和度,即1%以上。这样低的含油饱和度,之所以能发生如荧光薄片中所见到的原油呈游离相运移,主要原因是泥岩中的水,绝大多数是吸附于粘土矿物表面或在其结构中的束缚水,基本上不在孔隙中流动。所以,原油在孔隙中的饱和度(即浓度)大大增加,因而呈游离相,并移动。

2. 发生运移的深度

如果把生油岩压实史(埋藏史)资料和判断油气运移的各项资料放在一起研究,生油和初次运移的情况就可以清楚地展现出来。

黄骅坳陷歧口凹陷沙三段(E_2s_3)生油层,在东营组(E_3d)沉积后,埋深为2800m左右进入生油门限深度。不同深度的含油饱和度如下:2075m为0.62%,2776m为1.89%,2801m为2.23%,2998m为9.44%。含油饱和度的突变深度在2900m,其增量为4%,因此推断初次运移的开始深度为2900m左右。

又如,在南阳凹陷,根据生油岩压实曲线、氯仿沥青"A"与有机碳的比值,以及泥岩孔隙度

---

[1] 据汪本善,程克明,马万怡.1990.泌阳凹陷下第三系油气运移研究

和泥岩孔隙中的含油饱和度的变化资料，确定核桃园组三段($E_{2-3}h_3$)生油岩生油门限深度为1750m，而开始运移的深度大约为1850m。这个深度正是泥岩孔隙中含油饱和度曲线的拐点，该深度以上含油饱和度小于2%，以下至2500m则大于2%，最高可达5%。

3. 温度和压力的估算

众所周知，油气生成需要一定的温度和压力。初次运移中的油气处于怎样的温压条件下，可以通过生油岩中自生矿物的包裹体加以推算。

方法一，用地温梯度线（由地温梯度表示的压力与温度的关系反映在 $p—T$ 图上的一条线）与盐水溶液包裹体等溶线（包括均一温度的最小值、峰值和主要范围最大值三条线）的三个交点来估算包裹体捕获温度与压力。泌阳凹陷核二段($E_{2-3}h_2$)和核三段上部($E_{2-3}h_3^上$)生油岩中发现的四期自生矿物包裹体估算的捕获温度在64～120℃，压力在17～34MPa（表10-2）。

表10-2 泌阳凹陷中心碳酸盐岩地区生油岩成岩自生矿物包裹体形成的温度、压力[①]

矿物期	自生矿物	方法一		方法二	
		温度(℃)	压力(MPa)	温度(℃)	压力(MPa)
第一期	白云石、方解石	64～95	17～26		
第二期	石膏	71～112	20～34	69～105	19～27
第三期	石英、硅质胶结物	55～112	11～25	58～110	17～22
	钠沸石	74～110	16～24	76～108	18～21
第四期	方沸石	120以上	26以上	122以上	27以上

①据汪本善、程克明、马万怡等研究成果。

方法二，两种不混溶流体同时分别被不同的包裹体捕获，这两种包裹体等容线（分别有最小值、峰值和主要范围最大值三条线）的交点限定了包裹体捕获时的温压条件。在泌阳凹陷，早第三纪第二、三、四期自生矿物形成时，存在着盐水溶液和液态烃两种不混溶流体。因此，使用盐水溶液包裹体和烃有机包裹体的均一温度在相应体系的 $p—T$ 图上可以求出包裹体的捕获温度和压力（图10-4）。上述生油岩四期自生矿物中，用后三期包裹体估算出的捕获温度在69～122℃之间，压力在19～27MPa之间（表10-2）。

四、排烃作用

1. 排烃带厚度

生油岩进入生油门限深度以后，油气不断从生油岩由表及里向储集岩运移。在整个生油期间所能影响到的生油岩的厚度即排烃带厚度。

在排烃带厚度中，孔隙度、孔隙中流体压力，以及总烃与有机碳含量的比值和氯仿沥青"A"与有机碳含量的比值向储集层方向降低。据此，黄骅坳陷板桥凹陷板870井确定排烃带厚度为21m（图10-5）。

应该指出，一个单层厚度不大的生油岩对上面和下面的储油岩都有排烃能力。如胜利油田的研究工作者，根据沥青有机地球化学资料，确定济阳坳陷向下排烃带厚度为向上排烃带厚度的三分之一左右。

2. 单层生油岩的排烃类型

根据上、下排烃带厚度的分布，以及有无滞烃带，对单层生油岩的排烃情况分出三种类型（图10-6）。

(1)充分排烃型(Ⅰ)

生油岩厚度较薄(15～20m)，分不出上、下排烃带，流体能充分排出。

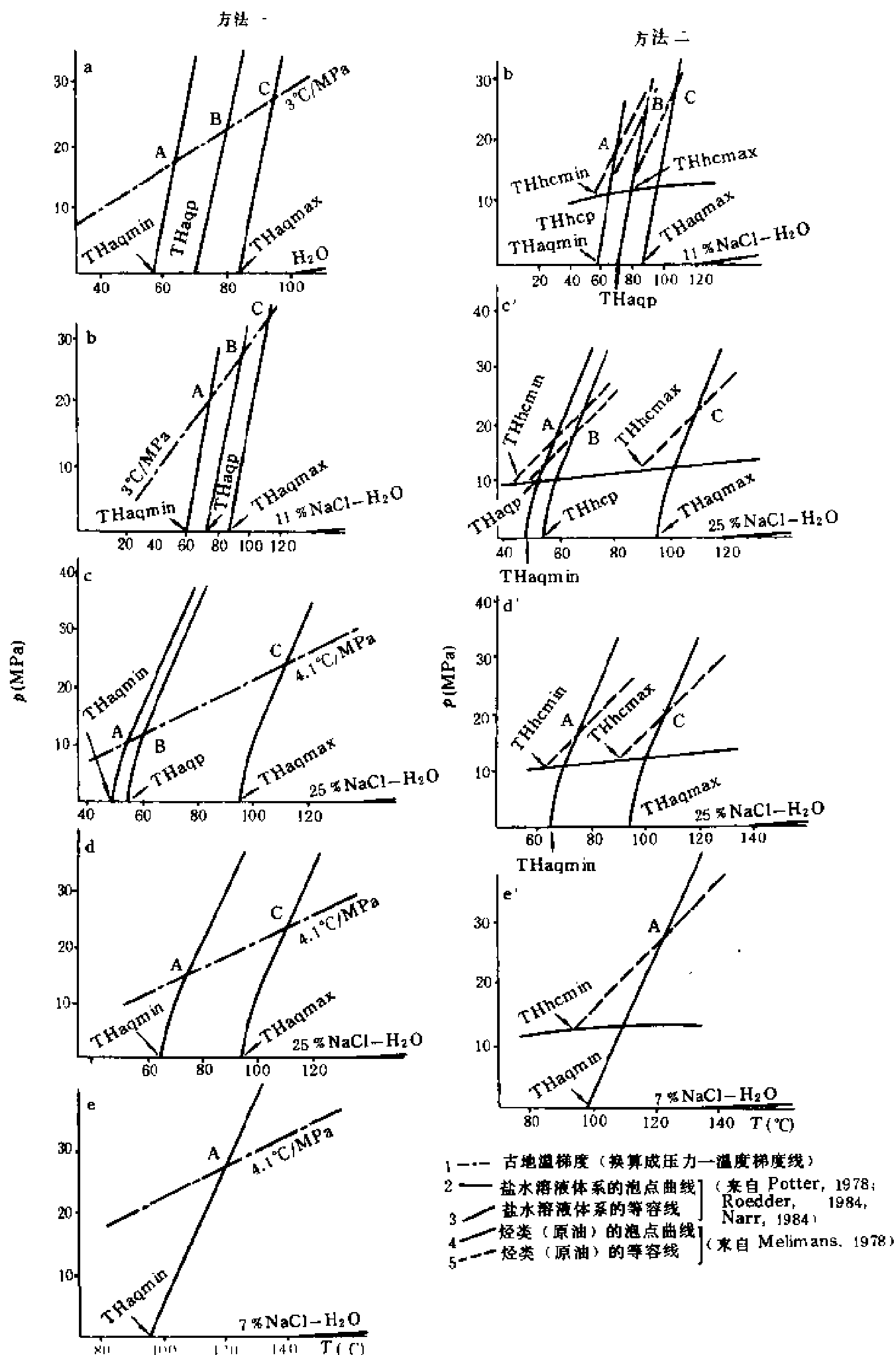


图 10-4　泌阳凹陷中心碳酸盐岩地区流体包裹体均一温度压力校正图

（据程克明等，1994）

方法一：a. 第一期；b. 第二期；c. 第三期，石英；d. 第三期，钠沸石；e. 第四期；

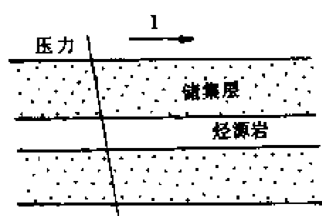
方法二：b′. 第二期；c′. 第三期，石英；d′. 第三期，钠沸石；e′. 第四期；

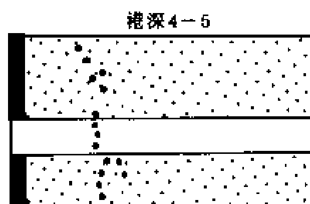
THaqmin、THaqp 和 THaqmax 分别代表盐水溶液包裹体均一温度的最小值、峰值和主要范围最大值；

THhcmin、THhcp 和 THhcmax 代表烃有机包裹体均一温度的最小值、峰值和主要范围最大值；

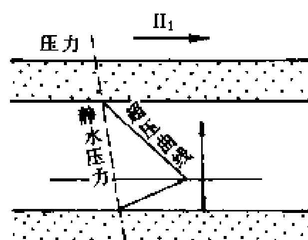
A、B 和 C 分别代表包裹体捕获温压条件的最小值、峰值和主要范围的最大值

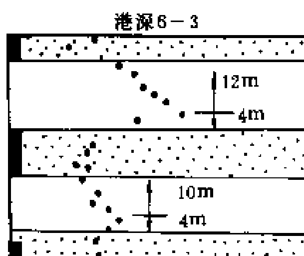
Ⅰ充分排烃型

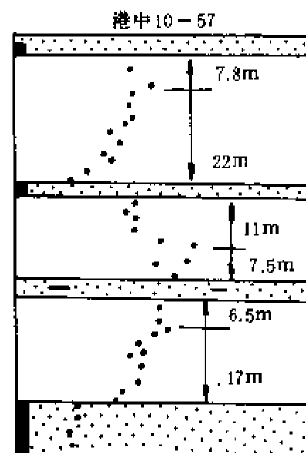


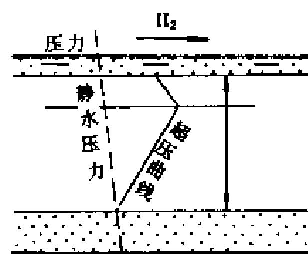


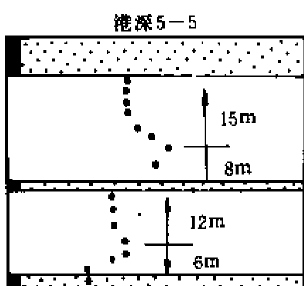
Ⅱ排烃型



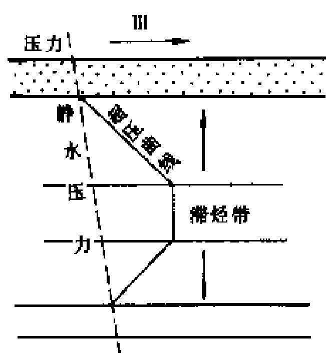


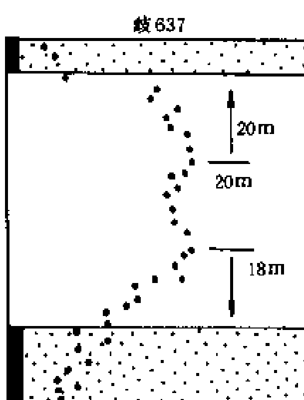






Ⅲ具滞烃带型





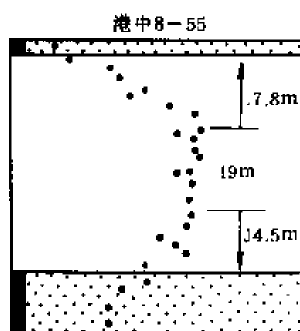


图 10－6　黄骅坳陷单层生油岩排烃类型及测井资料图

（据陈发景等，1989）

程克明等在研究其成烃机制和资源潜力时，指出煤成油的排烃特点[1]。

从有机质演变为煤的煤化过程，理化反应经历了4个步骤：脱水作用，脱羧作用，脱烷基作用和缩聚作用。这些作用使有机质转变成煤，并按序列从低阶向高阶转化。与此同时，从煤中

[1] 程克明．1992．吐-哈盆地煤成烃机制研究及资源潜力分析

排出水和气、液态烃。从演化过程看，煤层和一般泥质生油岩没有多大区别。其特点主要是排烃的时间不同。

据研究，吐-哈盆地的侏罗系八道湾组及西山窑组中的煤，根据其孔隙度、全水分含量和内在水分含量随 R_o 变化曲线（图 10-7）可以看出，随着水分和烃类大量排出，煤的孔隙度也同

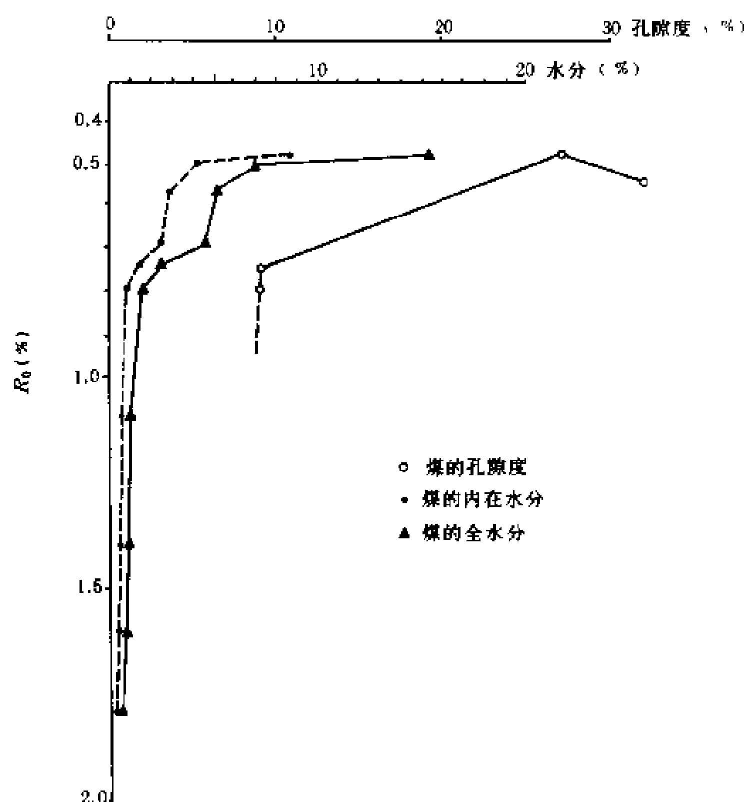


图 10-7　吐-哈盆地侏罗系西山窑组（J_2x）及八道湾组（J_1b）煤中水分、孔隙与 R_o 的关系图
（据程克明，1992）

步急遽降低。这两项资料相互印证，R_o 都在 0.7%～0.8%之间有明显的陡坎。当 R_o 为 0.5%时，煤的全水分近 16%，内在水分为 9%，孔隙度达 27%左右。到排烃期（R_o 为 0.7%～0.8%），煤中全水分为 4.5%～1.5%，内在水分为 2.5%～1%，而孔隙度为 9%，整个曲线在这里形成陡带。R_o 为 0.5%时，是这条曲线陡带的上端，到 R_o 为 0.8%时，陡带结束。因此认为，这些煤的主要排烃期是 R_o 为 0.7%～0.8%以前的低煤阶阶段。

煤成油的主要排烃时间较早（在煤化作用的早期），但煤层中油气的生成伴随着整个煤化作用，都要排出水分和烃类物质（即挥发分）。在低煤阶以后形成的大分子烃类物质，会被煤中越来越发育的微孔隙、微裂缝所吸附。这些烃类物质只有到了更高煤阶，发生了裂解作用，使之成为更小的分子后，才能解脱吸附而释放出来。不过，这时它就变成煤成气了。

吐-哈盆地侏罗系西山窑组和八道湾组中的有机质，含木栓质体等显微组分较多，有利生烃时期和根据煤的孔隙变化而判断的有利排烃时期是一致的。再联系盆地中烃类生成始于侏罗纪末，此后的燕山运动形成了背斜构造，可能是油气运移聚集的时期。

5. 排烃量的计算

（1）产留相减法

方法的原理是，生油量($Q_{生}$)减去残留生油岩中烃类物质($Q_{残}$)的数量，就得到排烃量($Q_{排}$)。

$$Q_{排} = Q_{生} - Q_{残} \qquad (10-8)$$

其中生油量($Q_{生}$)和残留量($Q_{残}$)都可用有机地球化学资料，直接计算出来。如华北油田曾用一组数学模拟动力方程，直接进行计算。

郝石生、陈章明等最近用产留相减法原理，从另一角度求排烃量。分别计算出每立方米生油岩烃类转化过程中的总生烃量(包括生化阶段产生的天然气在内)，以及目前地质条件下生油岩中残留的烃的最大饱和量，包括水溶气量、油溶气量、吸附气量和残留液态烃量四部分。水溶和油溶气量的计算要考虑温度、压力、油的密度、水的矿化度等因素。溶解度参数采用国内外学者实验测定结果统计分析的回归计算值。两值相减即为排烃量。

他们认为，单位体积生油岩排烃量的大小，定量说明生油岩对油气运移和聚集的贡献，是评价生油岩的指标。可用源岩指数(SRI——Source Rock Index)加以反映。其定义是单位体积生油岩的排烃量(Q_e)和与理论上最优烃源岩可能排烃量(Q_{em})的百分比。可用下式表示：

$$SRI = \frac{Q_e}{Q_{em}} \times 100\% \qquad (10-9)$$

根据计算的资料编制了生油岩评价表(10-3)。

表10-3 生油岩SRI指标评价表

(据郝石生、陈章明等，1992)

评价结果	生油岩				边界生油岩	非生油岩
评价	最好	好	较好	差		
等级	A	B	C	D	E	F
SRI值(%)	>75	75～50	50～25	25～0	0	<0

应当指出，不同干酪根类型，其SRI变化不同。

(2)含油率

近年来提出直接模拟计算排油量的方法(李明诚，1994)，可用如下计算式表示

$$Q_E = V \cdot \left(\frac{\phi_E - \phi_Z}{1 - \phi_E}\right) \cdot S_o \cdot \rho_o \qquad (10-10)$$

式中 Q_E——排油量，t；

V——达到排油门限(开始排油)的生油岩体积，m^3；

ϕ_E——生油岩排油门限深度的孔隙度，%；

ϕ_Z——生油岩现埋深的孔隙度，%；

S_o——排油饱和度，即排出流体中的含油饱和度，%；

表 10-4　双浅 1 井生油岩排烃模拟实验结果表[①]

样品号	样品量 (mg)	实验条件			R_o (%)	排出烃			残留烃 油+气 (mg) (折算成油)	总生油量 (mg)	k (%)
		时间 (h)	温度 (℃)	压力 (MPa)		油 (mg)	气 (ml)	油+气 折算成油 (mg)			
1	30	100	250	70	0.63	795	51.6	846.6	904	1750.6	48.36
2	30	100	300	85	0.86	992	63.6	1055.6	1091	2146.6	49.18
3	30	100	350	100	1.27	1187	115.5	1302.5	993	2295.5	56.74
4	30	100	440	120	2.00	2259	404.4	2663.4			
5	40	50	300	85		73	51.6	124.6	1456	1850.6	7.88
2[②]	30	100	300	85	0.86	992	63.6	1055.6	1091	2146.6	49.18

①根据汪本善、程克明、马万怡资料摘编；

②为重复实验样品。

第二节　二次运移

一、运移的动力

1. 浮力

天然气、石油的密度比水小，因此，气(油)、水的密度差可产生浮力：$-[\rho_w-\rho_g(\rho_o)]g$。水对油(气)浮力的大小与连续油(气)相的高度、油(气)与水的密度差成正比。上浮的条件是浮力等于或大于毛细管阻力。上浮要求连续油(气)相的临界高度，可由(10-15)式计算。

$$h=\frac{2\sigma(\frac{1}{r_t}-\frac{1}{r_p})}{(\rho_w-\rho_g)g} \tag{10-15}$$

式中　h——上浮的连续气相临界高度，m；

σ——界面张力，N/m；

r_t——孔隙喉道半径，m；

r_p——孔隙半径，m；

ρ_w、ρ_g——水、气的密度，kg/m^3；

g——重力加速度，9.81m/s^2。

2. 水动力

在运载层中，水占绝大部分，因此水流的大方向往往代表了油气的运移方向。在动力条件下，油气除受水动力推动外，还有浮力作用，因而油、气、水流动是按照各自等势面的法线方向前进。根据数学推导，提出下列算式：

$$\left.\begin{aligned}U_o&=V_o-Z\\U_g&=V_g-Z\end{aligned}\right\} \tag{10-16}$$

式中　U_o——相对于水的油势，即$[\rho_o/(\rho_w-\rho_o)]h_o$；

V_o——相对于油的水势，即$[\rho_w/(\rho_w-\rho_o)]h_w$；

(ρ_o 为地下油的密度，ρ_w 为地下水的密度，h_o 为总油头，h_w 为总水头)

U_g——相对于水的气势，即$[\rho_g/(\rho_w-\rho_g)]h_g$；

V_g——相对于气的水势，即$[\rho_w/(\rho_w-\rho_g)]h_w$；

(ρ_g 为地下气的密度，h_g 为总气头)

Z——某点在基准面以上或以下的高程。

据(10-16)式，只要测出 h_w 和地下油、气、水的密度(ρ_o,ρ_g,ρ_w)，就能计算出 U_o 和 U_g。根据每点的数据可以画出等油势面图和等气势面图，而法线即运移方向。等势线形成封闭的地方，就是油气可能圈闭的位置，这种方法也称 UVZ 法。

可以作剖面图，也可作平面图。后者在 h_w 资料较多时编制，U_o 等值线的法线即油、气运移方向。

计算所需参数(h_w,ρ_o,ρ_g,ρ_w)很多，需有较多钻井实测资料。此外，该方法的前提是石油生成以后，区域水动力条件没有发生大的变化，即在油气二次运移和聚集过程中没有大的构造运动。可见，这种方法适合于研究中国新生界或者构造运动比较简单的地区。

在中国许多含油气区，构造运动呈多旋回性，需对古构造、古压力和古地貌进行系列复原工作，然后，再根据后来构造运动及势能变化研究油气运移情况。

(1)势场

流体势是作用在单位体积流体上各种力的综合体现。根据流体势分布(即势场)可以分析出流体在它可能占据的地层空间的受力状况。

关于势场的研究，近年来 W A England (1987)等研究得较多。他们采用“单位体积流体”来设定流体势的概念，其单位为：

$$\frac{\text{能(或功)}}{\text{体积}}(\mathrm{J\cdot m^{-3}})\ \text{或}\ \frac{\text{力}}{\text{面积}}(\mathrm{Pa})$$

后者正好是压强单位。

如图 10-8 所示，一个沉积盆地中地层空间被一系列等势面所划分，流体从高势区向低势区流动。单位体积流体从 A 点流到 B 点所减少的势能，就等于两个等势面之间势能的差值($\Delta\Phi$)。从力和功的原理分析，上述过程相当于单位体积流体，在力 F 作用下，从 A 到 B(距离为 ΔS)所作的功 $\Delta\Phi$，则有 $\Delta\Phi=F\cdot\Delta S$，那么

$$F=\Delta\Phi/\Delta S \tag{10-17}$$

由(10-17)式可见，当力的方向和等势面垂直时，ΔS 最短，受力则最大。因此，流体必然沿此路线流动。这就是势能降低最大方向，即势梯度的负方向。当 ΔS 很小时，其值几乎等于单位体积流体在势场中受到的作用力的数值。

由于势场在空间是连续的，流体在地层空间中受到的作用力也是连续的，因之可称为力场。而力线的指向是势梯度的负方向，也正是流体运动的方向，其作用力用下式表示：

$$\vec{F}=-\nabla\Phi \tag{10-18}$$

式中 $\vec{F}$——作用力；

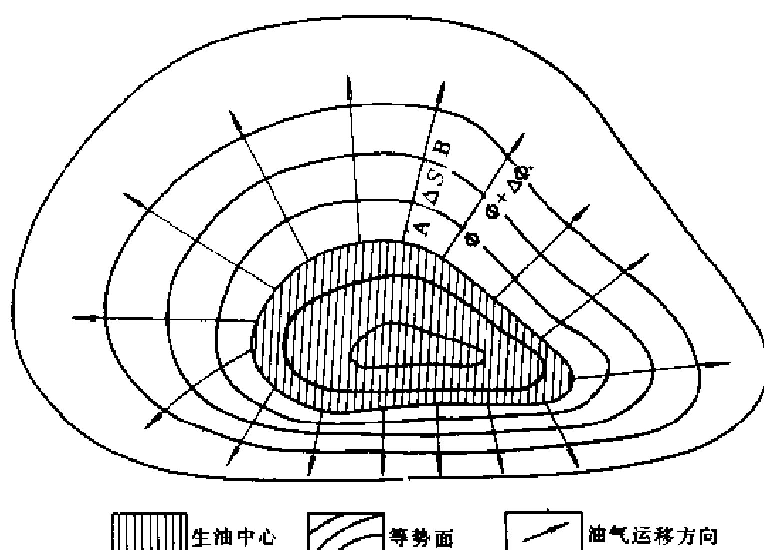


图 10-8　含油气盆地势场及油气运移方向示意图

∇——哈米顿算符，为 $\vec{i}\frac{\partial}{\partial x}+\vec{j}\frac{\partial}{\partial y}+\vec{k}\frac{\partial}{\partial z}$　(10-19)

Φ——势能。

(2)势场分析

作用于水、油、气的力，可分解(10-18)式为以下三式：

$$\vec{F}_w=-\nabla\Phi_w \tag{10-20}$$

$$\vec{F}_o=-\nabla\Phi_o \tag{10-21}$$

$$\vec{F}_g=-\nabla\Phi_g \tag{10-22}$$

其中(10-20)式可改写为：

$$\vec{F}_w=-\nabla(\rho_w\cdot g\cdot Z+p)=\rho_w\cdot g-\nabla p \tag{10-23}$$

式中　ρ_w——水的密度，g/cm^3；

g——重力加速度，$9.8m/s^2$；

Z——深度，m；

p——深度为 Z 时孔隙流体压力，Pa。

其中(10-21)式可改写为：

$$\vec{F}_o=-\nabla\left[\Phi_w+(\rho_w-\rho_o)g\cdot Z+\frac{2\sigma_{o/w}}{r}\right]$$

$$= \vec{F}_w + (\rho_w - \rho_o)(-g) - 2\sigma_{o/w}\nabla\left(\frac{1}{r}\right) \qquad (10-23-1)$$

式中 ρ_o——油的密度,g/cm³;

$\sigma_{o/w}$——油水界面的张力,N;

r——孔隙毛细管半径,mm。

由(10－23－1)式可见,石油运移所受的力有:水动力($\vec{F}_w$)、浮力$(\rho_w-\rho_o)(-g)$和毛细管力$\left[(2\sigma_{o/w}\nabla(\frac{1}{r})\right]$,它们综合作用于流体,产生统一的效果。由此可见,势场分析方法,比逐个分析作用力后,再综合在一起的办法更便捷一些。这正是势场分析的优点所在。当然,在某种具体的地质条件下分析油气二次运移时,还应该首先对各种动力因素单独进行分析,然后再进行综合研究。

3. 毛细管力

对于油气运移,毛细管力是起阻碍作用的。其大小取决于两种流体间界面张力、毛细管半径的大小和介质的润湿性,根据试验,单根毛细管压力的大小,用下式表示。

$$p_c = \frac{2\sigma\cos\theta}{r} \qquad (10-24)$$

式中 p_c——毛细管压力,N/m²(Pa);

σ——界面张力(或表面张力),N/m;

θ——界面与固体(岩石颗粒)的接触角;

r——毛细管半径,m。

二、运移的通道和相态

1. 运移的通道

普遍认为,二次运移的通道有运载层、不整合面和断层面等。它们共同的特点是要有较好的孔隙性和较高的渗透性。

(1)运载层

一般由孔隙性的碎屑岩和孔隙—裂缝性的碳酸盐岩组成。当运载层和生油层直接接触,不论哪种生储盖组合,只要在油气生成以后,就突破生油岩和储集岩的界面,进入二次运移的过程,从高势能区向低势能区运移。如果遇到了圈闭,就可以形成油气藏。

(2)不整合面

不整合面的存在代表该地区曾经抬升,遭受过风化侵蚀或溶解淋滤作用。它是地层之间孔隙性和渗透性能比较好的地带,在不整合面的上下可能涉及若干地质时代的地层。潘钟祥(1983)指出:不整合面作为油气运移通道具有以下特点:①长期风化侵蚀使孔隙性增强;②不整合面常为油气长距离运移的通道;③不整合面是生油岩和储油岩之间相互联系的"桥梁"。

鉴于上述原因,许多石油地质学家纷纷研究含油气盆地中的不整合面,试图揭示油气藏的形成条件,特别是判断油气运移的情况。著名的例子如酒西盆地鸭儿峡—老君庙含油带的形成。该带西部的青西凹陷白垩系生油,油气沿白垩系顶部不整合面向东部高处运移,在下第三系储集层形成油藏。

(3)断层面

对于一个可采储量为0.7亿t的大油田，其地质储量约为2.1亿t，即原油体积约为2.5亿m^3。设油田在1Ma聚集形成。

根据以上假设条件，计算出每年聚集量为250m^3，每天聚集量不到0.7m^3。以此折算在1m^2横断面运移通道液体的流速为0.7m/d，即10μm/s。因此，运移10km距离，大约需要40a，运移速度相当缓慢。

现正演求速度。设原油不含游离气，运动粘度(ν)为$6\times10^{-3}m^2/s$，运载层的有效孔隙度为20%，有效渗透率为$100\times10^{-3}\mu m^2$，而且仅超出油的临界高度(L)1m。

在静水条件下，$\rho_o/\rho=0.8$时，总油头梯度(Δh)约为0.2m。

据此，用达西定律得出：

$$q_o = K_o(g/\nu)\Delta h/L = 30\mu m/s \tag{10-25}$$

可见，原油通过运载层的宏观运移速度约160μm/s或14m/d。因此，在1Ma中甚至更短的时间里形成上述油田是没有困难的。

2. 运移的距离

二次运移的距离取决于以下几方面：

(1)沉积盆地的大小和生油条件的好差

一般的讲，沉积盆地大，运移距离就可能长；反之，沉积盆地小，运移距离就短。生油条件好，油源充足，油气可以从生油中心运移到盆地边缘，运移距离就长；反之就短。这些要分层具体进行分析研究，不能一概而论。

(2)生储盖组合及运移通道连通情况

沉积盆地中的生储盖条件配合得好，运移通道畅通无阻(如有一个分布广泛的不整合面)，运移距离就长；反之运移距离就短。

(3)水动力条件和区域构造条件

沉积盆地中地层较陡、构造简单、水动力活跃，运移的距离就长；反之运移距离就短。

(4)生油中心至圈闭的距离

二次运移的距离一般指生油中心到油气藏之间的距离，这可直接量出来。由于我国陆相盆地面积不太大，测量到的距离也不长(表10-5)。

国外一些海相沉积盆地，由于面积大，又有连通性好的输导层和不整合面作运移通道，油气可以长距离运移。例如，美国的阿纳达考盆地(位于俄克拉荷马州中西部)生成的油气，可以运移到堪萨斯州，达160km。又如，加拿大的阿尔伯达盆地，在落基山山前坳陷中生成的油气，向东运移到阿萨巴斯卡油砂矿，运移通道是前白垩系的不整合面，运移距离长达400km。

上述距离数据的计算并不很精确，一般是从生油坳陷的最深部分算起，到最远的油气藏。事实上生油坳陷最深部分生成的油气能否运移出来是有问题的，在那里常发现自生式生储盖组合的油藏就是明证。计算时运移的另一端的油气藏如何界定也有困难。可见，上述数据只是一个概数。

结合初次运移距离的讨论，可以得出以下看法：在进行资源评价时，应注意初次运移的距离，即有效生油层厚度；在沉积盆地划定勘探范围时，应注意二次运移的距离。

表 10-5　中国部分含油气盆地油气运移距离表

（据张厚福资料，1989，修改）

盆地名称	运移距离 (km)	
	一般	最大
松辽	<40	120①
鄂尔多斯	2～5(J)	8～10(J)②
渤海湾	<10	30
江汉	<10	15
南襄	<10	20
酒泉	5～20	30
准噶尔	30～50	80(克拉玛依)

①由古龙凹陷轴部向西到富拉尔基重质稠油藏的距离；

②王可仁.1982.利用卡西莫夫运移系数探讨侏罗系油气运移。

四、运移中原油性质的变化

在研究沿运移方向原油性质变化时，发现层析作用对于原油性质的影响。其作用类似于实验室中液固色谱的分离过程，因此，称为地质色层效应。

同时，油气和水相伴在运载层中运移，原油呈微珠状在砂岩孔隙中穿行，如果地层水中含有喜氧微生物（细菌）群，就发生生物降解作用，使原油相对密度、粘度以及胶质和沥青质含量增加，而油、气比和饱和压力降低。

以上两种作用结果，使原油性质朝相反方向变化，层析作用在油气运移方向上使原油逐渐变轻，而生物降解作用则使原油变重。这种现象在松辽盆地、渤海湾盆地、二连盆地、鄂尔多斯盆地均有发现。其形成原因需作具体研究分析才能查明。同样的变化现象，成因的解释上有所不同，也难找到单一成因因素的实例。

第三节　运移的结果

油气运移的结果，无非是聚集到圈闭中形成油气藏，或者散失在大气中和被氧化成为沥青等存在于地表。石油地质学的主要任务是研究油气藏的形成条件。

一、油气聚集与油气藏形成

如前所述，油、气和水往往相伴进行运移，在分析油气藏形成环境时，水的运动状态必然与之密不可分。同样，油、气既然在圈闭中聚集，那么圈闭的形态和排列情况，对于油气藏的形成也有很大关系。所以，根据这两个因素分以下几种情况加以剖析。

1. 静水条件下油气藏的形成

对于背斜圈闭，当油气进入圈闭后，油气和水的界面平行于等势面，为一大致的水平面。其油气的聚集过程可以认为是从背斜顶部将地层水向下排挤，而逐渐达到平衡，形成油气藏。从宏观上看，油气藏内油气所占空间中的油气势处处相等，其值等于油气和水界面上的油气势。随着油气数量的增多，油气柱的增高和与水的界面下移，油气势就逐渐增加，致使储集层和盖层间之流体势差越来越小，一直到盖层能封闭住最大高度油气柱为止。否则盖层就失去作用。这个最大高度用下式表示。

$$\Delta Z_{max} = \frac{2\sigma_{g/w}(或\ \sigma_{o/w})\ (\frac{1}{r_t} - \frac{1}{r_p})}{(\rho_w - \rho_g(或\ \rho_o)\ )g} \tag{10-26}$$

式中 ΔZ_{max}——盖层可封闭最大气柱(或油柱)高度,m;

r_t,r_p——盖层喉道半径,储集层孔隙半径,m;

ρ_w,ρ_g(或 ρ_o)——水、气(油)的密度,g/cm³;

$\sigma_{g/w}$(或 $\sigma_{o/w}$)——气(油)和水的界面张力,N/m;

g——重力加速度,9.81m/s²。

盖层能够封闭油气的最大高度(ΔZ_{max})的石油地质条件见图 10-10。

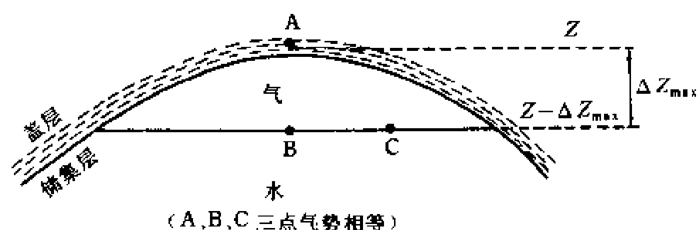


图 10-10 静水条件下盖层可封闭气柱最大高度(ΔZ_{max})示意图

在处于动水环境的背斜圈闭中,由于流水作用力,油-气等势面顺水流方向倾斜。烃-水界面也相应向同一方向倾斜。当水流较强时,构造圈闭中聚集的油、气向顺流一翼运移。另外,如单斜、构造鼻之类在静水环境中本不具圈闭条件,但在动水条件下,往往会形成油气藏。

2. 动水条件下油气藏的形成

同样,对于背斜圈闭,油气运移处于动水条件下,油气和水的界面就不是水平,而是倾斜的。其倾斜方向与水的运动方向一致。在这种条件下,求取可封闭住的油气柱最大高度,则用下式:

$$\Delta Z_{max} = \frac{2\sigma_{g/w}(\frac{1}{r_t} - \frac{1}{r_p})}{(\rho_w - \rho_g)\ g} \pm \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_g} \cdot \frac{dh}{dx} \cdot \Delta x$$

或

$$\Delta Z_{max} = \frac{p_A^{盖} - p_A^{储}}{(\rho_w - \rho_g)\ g} + \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_g} \cdot \frac{dh}{dx} \cdot \Delta x \tag{10-27}$$

式中 $p_A^{盖}-p_A^{储}$——A 点(图 10-11)盖层和储集层的压力,MPa;

dh/dx——水头的梯度;

Δx——A 点和 C 点的水平距离,m。

其余参数见(10-26)式。

3. 其他圈闭中油气藏的形成

在地层圈闭中,油气藏形成的机理和静水条件下背斜圈闭是相同的,只是地层圈闭中有一个不同条件的封闭条件。

在岩性尖灭圈闭条件下,油气藏的形成,仍然和静水条件下背斜圈闭的机理一样。在砂岩

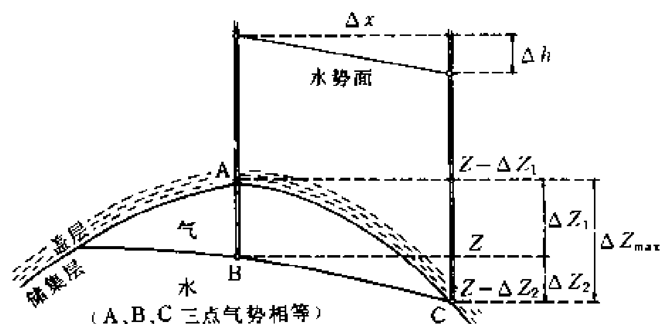


图 10-11　动水条件下盖层可封闭油气最大高度(ΔZ_{max})形成条件示意图

透镜体圈闭中，四周均被高势所包围，而在透镜体的内部则是上部势能较小、下部较大。如果油气运移到透镜体中的数量较少，则只占据透镜体的上部，如果烃源充足，可以充满整个透镜体。

在系列圈闭条件下，沿油气运移的方向可形成差异聚集。表现为气藏—油气藏—油藏系列分布，也可表现在原油密度和其他方面的系列变化上，但后者也可能是层析作用或生物降解作用形成。

二、聚集量的计算方法

从生油岩中排出的油气，经二次运移后，只有小部分聚集成油气藏，而大部分在运移过程中散失。目前常采用聚集系数法进行聚集量的计算。

聚集系数是形成聚集的油气，占排出生油岩油气的百分数。目前也有使用排聚系数，即排烃系数和聚集系数相乘。排烃系数前已述及。关于聚集系数，由于聚集量模拟还不成熟，所以大多根据经验，或用类比法求得，即应用勘探成熟度很高地区的资料，把生油量、排烃量和聚集量比较精确地计算出来，求出聚集系数，再在新的探区使用。现在中国石油天然气总公司石油勘探开发科学研究院根据东部几个含油盆地的资料，计算出聚集系数的经验数据为：

一类凹陷　30%～50%

二类凹陷　15%～30%

三类凹陷　<15%

这样，就可用下列公式计算油气聚集量。

$$\left.\begin{aligned}
Q_{残} &= S \cdot H \cdot D \cdot A \\
Q_{总} &= Q_{残} + Q_{排} \\
k_{排} &= Q_{排} / (Q_{残} + Q_{排}) \\
Q_{排} &= \frac{k_{排}}{1 - k_{排}} Q_{残} \\
Q_{聚} &= k_{聚} \cdot Q_{排} = k_{聚} \cdot k_{排} \cdot Q_{残} / (1 - k_{排})
\end{aligned}\right\} \tag{10-28}$$

式中　$Q_{聚}$——油气聚集量，亿 t；

$Q_{总}$——总生油气量，亿 t；

$Q_{残}$——残留油量，亿 t；

$Q_{排}$——排烃量，亿 t；

$k_{聚}$——聚集系数；

$k_{排}$——排烃系数；

S——生油岩面积，km^2；

H——生油岩厚度，km；

D——生油岩密度，亿 t/km^3；

A——生油岩中氯仿抽提物含量，%。

应当指出，在中国有的部门，已经使用盆地模拟方法对油气资源进行评价，其数学模型有：恢复盆地地质发育史的数学模型，包括压实方程和超压方程；生油岩受热史的数学模型；有机质热降解生烃的数学模型，包括计算 TTI 和 R_o 的方程，热降解产烃率回归方程；生烃量和排烃量的计算，包括热降解生气量及排气量，裂解气量及排气量；天然气的运移量和聚集量计算，包括闭塞盆地模型和开启盆地模型。

采用的参数有：基础地质参数，热学参数，有机地球化学参数，水文地质参数，以及岩石和流体的物理性质等。用计算机按程序进行模拟，重演油气生成、运移和聚集的过程，并且提供排烃量和聚集量的数据。当然，数据的准确程度取决于使用的参数和模型。

三、利用荧光显微分析研究油气运移

1. 方法的原理

在运载层中遗留下的烃类物质荧光的颜色和亮度，反映了它的组分（饱和烃、芳香烃、非烃和沥青质）及其含量。因此，可以根据薄片中各种荧光颜色所占的比例，去估算烃类的组分情况。特别是通过系列取样，可以看出组分在纵向或横向上的变化。同时，荧光的亮度高说明某种组分的含量高，反之亦然。根据这个原理，南海西部石油公司的专家拟出一套计算的方法。

2. 计算方法

设 C 为颜色系数，L 为亮度系数，用以下测定方法和方程式求 C 和 L。

测定方法是，通过显微照相对荧光进行测光，得到曝光值（L_1 和 L_3），经过计算和校正，得到亮度系数（L）。然后，再测量该荧光透过 K_{580}滤光片后照相的曝光值（L_2），用荧光透过滤光片前后的亮度差，即可求出荧光的颜色系数（C），见下式。

$$\left.\begin{aligned} L &= 10 - \left(\lg\frac{L_1 + L_3}{2}\right)/\lg 2 \\ C &= \left(\lg L_2 - \lg\frac{L_1 + L_3}{2}\right) \times 2/\lg 2 - R \end{aligned}\right\} \qquad (10-29)$$

式中 L_1——第一次测得曝光值，s；

L_2——透过 K_{580}滤光片的曝光值，s；

L_3——第二次测得的曝光值，s；

R——岩石中烃类荧光颜色校正系数，取值为 2.35。

由（10－29）式可见，只要测得 L_1，L_2，L_3 三个数据，就可以求得 L 和 C 的数值。把这些数据按表 10－6 和 10－7 分成不同等级，从而可以定量地描述烃类的组分和含量。

由（10－24）式和表 10－6、表 10－7 求得的 C 值和 L 值，就把荧光的色度和亮度数值化了，从而可以比较精确地标定和连续地反映发光体的荧光特性，较科学地判断烃类物质的组分和含量。

应当指出，应用荧光薄片研究烃类组分及含量的方法，同样可以用于初次运移。今后在测

量和计算方法上还有待进一步发展和完善。

表 10-6 烃类组分与荧光颜色关系表

（据曹志雄等，1988）

烃类组分	饱和烃		芳香烃				非烃			沥青质	
荧光颜色	蓝绿	黄绿	绿黄	黄色	橙黄	黄橙	橙色	褐橙	红橙	褐色	黑褐
C 值	>2.60	2.60～2.10	2.40～2.00	2.00～1.90	1.90～1.83	1.83～1.76	1.76～1.70	1.70～1.60	1.60～1.50	1.50～1.40	<1.40

表 10-7 烃类组分的含量和荧光亮度关系表

（据曹志雄，1988）

组分含量	极高	高	较高	中等	较低	低	极低
亮度	极亮	亮	中亮	中	中暗	暗	极暗
L 值	10.00～6.50	6.50～5.50	5.50～5.00	5.00～4.00	4.00～3.50	3.50～2.50	<2.50

四、油气藏（田）的形成实例

目前发现的绝大多数油气田（藏）是经二次运移后形成的，以下列举三个代表性实例。

1. 大庆油田

该油田位于大庆背斜带，从北向南为喇嘛甸、萨尔图、杏树岗、高台子、太平屯、葡萄花和敖包塔 7 个高点。长 145km，宽 6～30km，面积 2800km^2，嫩江组（K_2n）底面构造闭合度为 524m。

油田具多油砂层，由块状背斜油藏组成，含油层系时代为晚白垩世。油藏具有统一的底水，南部的高点较高，约在海拔－950m；北部高点较低，在海拔－1050m 左右，西、东和南三面被生油凹陷所包围，是大型背斜临近生油凹陷形成油田的代表。

大庆背斜带在晚白垩世时为一水下古隆起，古乌裕尔河在长垣上形成了大型湖泊三角洲砂岩体，向西、南和东三个方向与深湖相黑灰色生油的泥岩呈相变关系。砂岩的前缘有相当长的一部分插入生油岩体中，形成下生式、上生式和侧生式（岩性横向变化连接）三种生储盖组合并存的局面，为油气二次运移创造了良好的地质基础。主要油层为萨尔图、葡萄花和高台子油层。

在大庆背斜带周围的生油岩有青山口组（K_2q）一、二、三段，姚家组（K_2y）一、二、三段；嫩江组（K_2n）一、二段。油源对比使用了正构烷烃分布曲线，碳同位素（$\delta^{13}C$），以及甾烷和萜烷等指标。结果表明，萨尔图油层（$K_2y_{1+2}-K_2n_1$）的原油主要来自嫩江组一段和青山口组的生油岩，葡萄花 K_2y、高台子（K_2q_{2-3}）油层的原油，来自青山口组生油岩，局部地区亦来自姚家组二、三段生油岩。总的来看，萨、葡、高油层的主要供油者是青山口组生油岩。虽然大庆油田的原油是从西、南和东三个方向的生油岩运移而来，但因西边的齐家—古龙凹陷发育早，面积大，坳陷深，成为油气主要供应地。

据研究，姚家组沉积后，青山口组的生油岩分布地区的地层压力，高出大庆油田区的泉头组顶部地层压力 4MPa（垂向上）和 3MPa（侧向上），随着凹陷的加深和长垣的隆起，这个压力差进一步增大，构成了二次运移的动力。

根据古构造发展史研究结果，嫩江组沉积以后，大庆背斜带已初具雏型，且姚家组各个高点的位置和姚家组砂岩富集区吻合，说明古构造高点的存在，为油气二次运移和聚集提供了良好的场所。

在大庆背斜带两侧凹陷的青一段(K_2q_1)生油岩，于嫩江组沉积后进入生油期，开始向运载层中排烃，二次运移开始。整个晚白垩世是油气的主要运移时期，也正好是大庆长垣构造迅速生长、面积扩大、幅度增高的时期。进入早第三纪，大庆背斜带的构造定型，油气运移进入尾声。以后则以油田内部重力分异作用为主。

关于大庆油田的原油主要是从两侧凹陷侧向运移而来的看法，除前述地质根据外，还有有机地球化学的资料为佐证(表 10-8)。

表 10-8 油气二次运移方向上萨、葡、高油层原油有机地球化学指标降低情况对比表

(据杨万里等，1985)

方　　向	井　　号	正构烷烃(%)	异戊间二烯烷烃(%)	铁(谱线强度)	镍(谱线强度)
	古 7→喇 5-36	26.17→18.25	2.00→0.98	66→13	37→34
古龙→长垣	古 425→杏 4-2→19 古 19_2→葡 214	24.45→20.42 19.97→22.42	1.59→1.50 1.90→1.00	43→11.6 23→17.6	30→29 29→26
三肇→长垣	太 7→太 20 树 1→徐 1	20.47→19.64 28.70→27.25	1.52→1.20 2.40→1.45	17.2→7.0 20.0→8.8	34→30 35→24

由表 10-8 可见，在两侧凹陷中各井的原油，4 项指标均显示出高于大庆油田的原油，说明是地质色层效应的结果，指示了油气二次运移的方向。

同时，从碳同位素含量的平面变化图上也可以看到，从生油凹陷向大庆背斜带 $\delta^{13}C$ 值降低，从而证实大庆油田的原油主要来自古龙凹陷(图 10-12)。

原油的物性(包括密度、粘度、含蜡量、含胶量等)的变化资料，同样显示出规律性的变化，指示从生油凹陷向背斜带的运移方向。

大庆油田形成过程中二次运移的情况见图 10-13，10-14。

从油田各高点原油的烃类组分含量也可以看出，从南向北成熟度不同，南部(葡萄花、高台子)成熟度较高，中部(杏树岗、太平屯)为中等，北部(萨尔图、喇嘛甸)较低。这种差异主要是由大庆背斜带两侧生油凹陷中生油岩成熟度不同造成的，即生油凹陷北部成熟度较低，南部较高。这是油气从生油凹陷向背斜带各高点就近运移的反映。

北部喇嘛甸高点及萨尔图高点的北部地层压力长期低于饱和压力，因而形成原生气顶(图 10-14)。

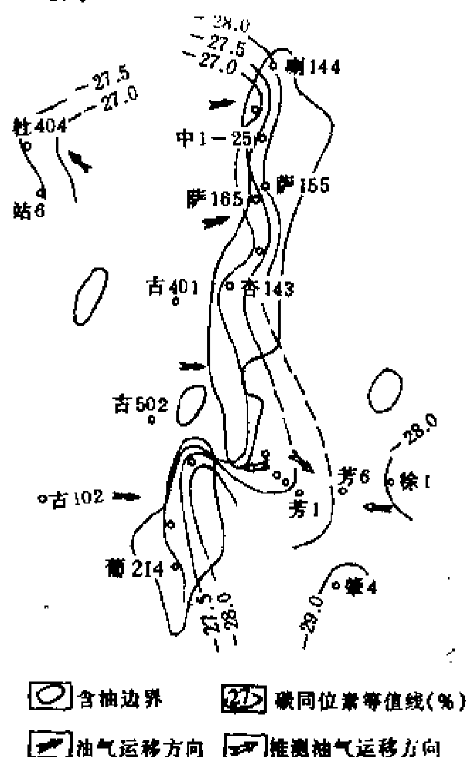


图 10-12 大庆背斜带两侧葡萄花油层原油碳同位素($\delta^{13}C$,‰)等值线图

(据杨万里等，1985)

2. 任丘雾迷山组(Jxw)潜山油藏

该油藏位于冀中坳陷饶阳凹陷，是中元古界蓟县系雾迷山组组成的碳酸盐岩缝洞性块状油藏。

任丘潜山带，走向北北东，长 30km，宽 7km，闭合面积 183km²，闭合高度 1905m。潜山东与西北为

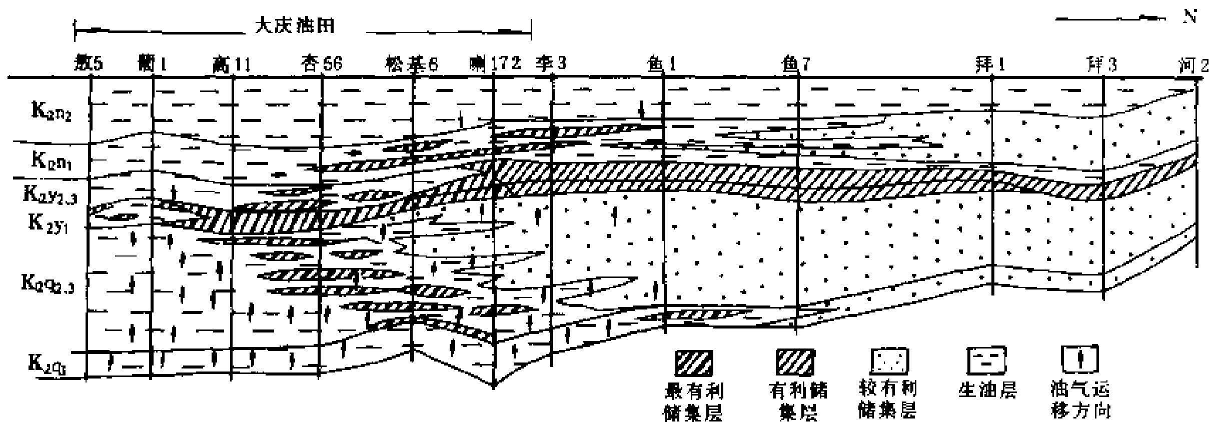


图 10-13　松辽盆地北部上白垩统萨、葡、高油层油气运移示意剖面图

（据大庆石油管理局勘探开发研究院资料，1985，修改）

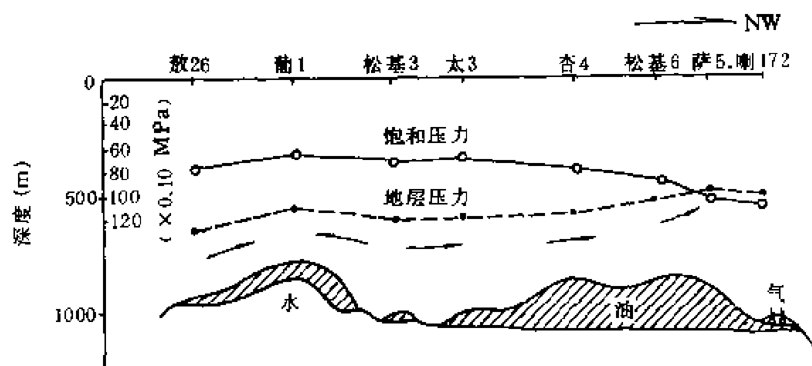


图 10-14　大庆油田南北向油气水分布及地饱压差关系示意图

（据大庆石油管理局勘探开发研究院，1985）

鄚西—任西，南为河间西等生油气中心包围。早第三纪前为剥蚀风化山丘，始新世孔店期开始在其四周的深沟狭谷中，局部沉积红色砂砾岩。沙三期(E_2s_3)开始湖水扩展，富含有机质的烃源岩系向山坡、断崖超覆，渐新世沙一期(E_3s_1)开始，山头悉被湖水淹没。

油源对比结果表明(表 10-9)，任丘潜山雾迷山组油藏的油源主要来自西、东两侧的沙三

表 10-9　任丘基岩油藏油源对比资料表

井号	层位	样品	正异构烷烃			甾烷			萜烷
			OEP	主峰碳	$\frac{Pr}{Ph}$	$\frac{5\alpha-C_{27}}{5\alpha-C_{29}}$	$\frac{5\beta-C_{27}}{5\alpha-C_{27}}$	$\frac{重排甾烷}{5\alpha(C_{27}+C_{28}+C_{29})}$	$\frac{Tm}{Ts}$
任 11	J_{xw}	油	1.19	C_{17},C_{28}	0.48	1.20	0.64	0.30	1.5
任 8	E_2s_2	岩	1.13	C_{17},C_{26}	0.49	1.90	1.45	0.20	
任 96	E_2s_3	岩	1.02	C_{22}	0.90	1.34	0.47	0.20	1.7
任 84	E_2s_3	岩	1.43	C_{19}	0.59	1.29	0.50	0.10	2.0
马 47	E_2s_3	岩			0.68	1.11	0.35	0.10	2.0
宁 8	E_3s_1	岩	0.97	C_{19}	0.87	1.10	0.76	0.41	1.5

成气和梅山组中生成的油和气几乎同时涌入崖 13-1 背斜，形成气田。

表 10-10 崖 13-1 气田气层、凝析油及 $\delta^{13}C_1$ 资料表

（据张启明等资料，1992，改编）

井号		崖 13-1-1	崖 13-1-2	崖 13-1-4
气层	深度(m)	3680	3717	3910
	地温(℃)	179	173	173
	R_o(%)	1.13	1.09	0.93
凝析油	相对密度 d_4^{20}	0.8530	0.8492	0.8195
	API 度	34.39	35.13	41.17
	凝固点(℃)	26	20	19
	含硫量(%)	0.050	0.036	0.010
轻烃组分	正构烷烃(%)	11.11	11.46	11.70
	异构烷烃(%)	18.10	19.80	21.48
	环烷烃(%)	21.65	24.88	27.79
	芳香烃(%)	49.23	43.86	39.03
$\delta^{13}C_1$(‰)		−35.80	−36.86	−36.94

参 考 文 献

王先彬. 1982. 地球深部来源的天然气，科学通报，27(17)

王雪平等. 1989. 二连盆地生油岩特征与油气运移. 油气资源评价研究丛书之二，中国含油气盆地烃源岩评价. 北京：石油工业出版社. 165～181

庞雄奇等. 1992. 生油气岩排气(油)地质模式探讨. 见：天然气地质研究. 北京：石油工业出版社. 198～208

许化政. 1992. 泥岩压实成岩特征及对封闭能力的影响. 见：天然气地质研究. 北京：石油工业出版社. 190～197

江继纲. 1992. 江汉盐湖盆地潜江组油气的运移. 见：有机地球化学论文集. 北京：科学出版社. 50～58

刘孝汉. 1991. 利用地层原油物性和油层压裂梯度研究陕甘宁盆地侏罗纪油气二次运移. 石油实验地质，13(4)：19～25

陈发景等. 1989. 压实与油气运移. 武汉：中国地质大学出版社

陈章明等. 1988. 古龙凹陷北部青山口组泥岩构造裂缝的形成及其油藏分布的预测. 石油学报，9(4)：7～15

陈荷立等. 1983. 山东东营凹陷泥岩压实作用及油气初次运移问题探讨. 石油学报，4(2)：9～18

李明诚. 1984. 有关油气初次运移问题的探讨. 石油实验地质，6(1)：41～46

李明诚. 1987、1994. 石油与天然气运移(第一版，第四版). 北京：石油工业出版社

李明诚.1992.碎屑岩系中天然气运移的特征及其定量研究.石油勘探与开发,19(4):1～11

李春光.1992.试论东营盆地高压油气藏的特征、成因及找油意义.石油学报,13(1):37～43

何炳骏.1981.华北地区地层压实作用与油气初次运移.石油学报,2(增刊):93～99

何炳骏.1992.锦州20-2凝析气田成因探讨.见:天然气地质研究.北京:石油工业出版社

何家雄等.1991.莺-琼盆地泥岩压实演化与油气运移.石油勘探与开发,18(增刊):34～41

杨斌等.1989.准噶尔盆地油气生成与运移.见:油气资源评价研究丛书之二.中国含油气盆地烃源岩评价.北京:石油工业出版社.484～499

杨万里等.1985.松辽盆地陆相油气生成、运移和聚集.哈尔滨:黑龙江科学技术出版社

杨万里.1985.陆相大油田形成的模式.松辽陆相盆地石油地质.北京:石油工业出版社

杨家琦等.1989.四川盆地阳新统水文地质条件对油气运移、聚集与保存控制的探讨.见:天然气地质研究论文集.北京:石油工业出版社.57～67

张方吼.1982.松辽盆地油气初次运移探讨.石油勘探与开发,9(5)

张启明等.1992.莺-琼盆地高温高压环境及油气运移机制.中国海上油气(地质),6(1):1～9

张启明.1992.莺-琼盆地上第三系油气的生成和运移.石油勘探与开发,19(5):8～13

张毅祥等.1990.梁家楼湖相烃类从泥岩向浊积岩的初次运移.石油与天然气地质,11(3)

苏爱国等.1991.荧光薄片分析在油气初次运移研究中的应用.石油勘探与开发,18(6):19～24

周　文.1992.川西孝泉构造中侏罗统"次生气藏"特征及成藏机理探讨.石油实验地质,14(4)

周景田.1983.松辽盆地南部原油中微量元素特征并判断运移方向.大庆石油学院学报,(2):44～51

Chapman R E(李明诚等译).1989.石油科学进展16.石油地质学.北京:石油工业出版社.95

施继锡等.1991.包裹体作为天然气运移差别指标的研究.石油与天然气地质,12(2)

真柄钦次.1981.(陈荷立等译).压实与流体运移.石油科学进展丛书之九.北京:石油工业出版社

陶一川等.1989.排烃效率研究的一种新方法及应用实例.地球科学——中国地质大学学报,14(3)

黄文添等.1992.黄骅坳陷板桥凝析气田的形成条件.见:天然气地质研究.北京:石油工业出版社.43～52

黄第藩.1989.克拉玛依油田形成中石油运移的地球化学.中国科学(B辑),(2):199～206

彭大钧等.1988.济阳盆地沉积型异常高压带及深部油气资源的研究.石油学报,9(3):9～17

霍永录等.1990.酒泉西部盆地油藏的形成及分布规律.见:石油地质进展丛书之五.中国油气藏研究.北京:石油工业出版社.219～233

潘钟祥.1983.不整合对于油气运移聚集的重要性.石油学报,4(4):1～10

潘钟祥.1989.潘钟祥石油地质文选.北京:石油工业出版社

戴世昭等. 1992. 江汉盆地马王庙地区石油运移的探讨. 石油学报，13(4)：50～58

England W A et al. . 1987. The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface. Journal of the Geoligical Society, London. 377～347

Habbent M K. 1952. Entrapment of petroleum ender hydrodynamic conditions. AAPG Bull, 37: 1956～2026

Leythafuser D et al.. 1984. A novel approach for recognition and quantification of hydrocarbon migration effects in shale-sandstone sequences. AAPG Bull. 68(2)

McCrossons R G. 1961. Resistivity mapping and petrophysical study of upper Devonian interreef calcareous shales of central Alberta, Canada. AAPG Bull, 45:441～470

Ungerer P et al. . 1990. Basin evaluation by integrater twodimensional modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation and migration. AAPG Bull, 74(3)

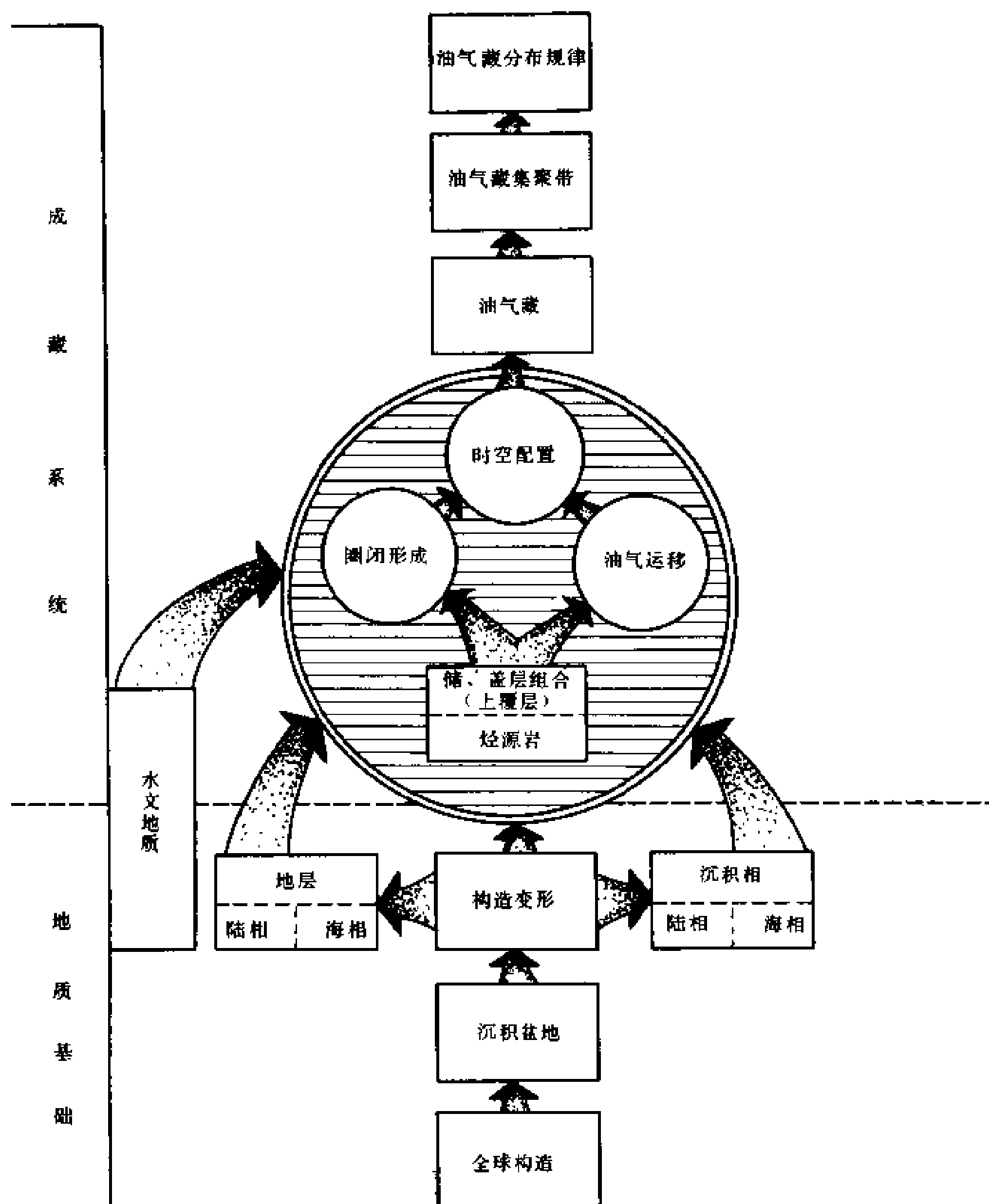


图 11－1　中国油气藏形成主要条件示意图

(3)沉积速率高

陆相烃源岩沉积速度快，往往为海相烃源岩沉积速度的几倍或十多倍，高速沉积有利于有机质的堆积、保存和向烃类转化。

(4)生烃潜力大

中新生界湖相烃源岩，不论盆地或凹陷类型及规模大小，都经历较高速率沉积和陆相湖盆(或凹陷)长期稳定沉陷，在还原的沉积环境下，堆积一套高含有机质的碎屑岩系，后又经历深埋和热演化作用，使之成为油气源岩。大盆地一般油气资源丰度高，小盆地、小凹陷当烃源岩厚度大时，也具有较大的烃源岩体积，提供相当规模的油气源。有些面积不足 1000km^2 的小凹陷，如大民屯、泌阳等，其油气资源量达到了数亿吨。

(5)发现具生烃能力的未成熟-低成熟烃源岩

经多处证实，这类烃源岩可形成具工业价值的低成熟油藏。从已发现的储量数据来看，相当可观。

表 11-1 中国主要含油气盆地中、新生界烃源岩数据表

盆地或凹陷名称	层位	古气候	水介质	母质类型	有机质丰度 C(%)	有机质丰度 "A"(%)	有机质丰度 总烃(μg/g)	烃源岩产烃率(kg/t)	生烃强度 最大/平均($\times10^6t/km^2$)	形成油气田规模 油田	形成油气田规模 气田
松辽	K_2q	近海潮湿	淡水-微咸水	$I-II_1$	2.6	0.3544	2554	13.23	8.67/1.9	特大型1个	气顶气
泌阳	$E_{2-3}h_3$			$I-II_1$	2.0	0.1825	768	10.5	11.9/3.4	大型1个	
鄂尔多斯	T_3y			II_1	2.0	0.2277	1000	8.0	2.2/0.7		
渤海湾盆地 辽西	$E_{2-3}s$	近海潮湿	微咸-半咸水	II_1	1.99	0.1357	543	13.5	9.3/	大型4个	富气
东营	$E_{2-3}s$			II_1	1.66	0.24	1061		32.4/	大型2个	
沾化	$E_{2-3}s$			II_1	2.71	0.35	1200		14.4/	大型2个	
饶阳	$E_{2-3}s$			II_1	0.86	0.1742	971	5.42	9.48/	大型1个	
歧口	$E_{2-3}s$			II_1	1.48	0.15	998	5.30	28.8/	大型1个	
辽东	$E_{2-3}s$			II_2-III	1.94	0.89	314	1.27	4.3/	中小型	富气
南堡	$E_{2-3}s$			II_2	1.64	0.21	456	2.23	9.8/	中小型	
廊固	$E_{2-3}s$			II_2-III	0.7	0.053	351	2.16	7.59/	中小型	
板桥	$E_{2-3}s$			II_2	1.27	0.12		1.80	3.53/	中小型	富气
东濮	E_{2-3}	干旱	咸水	II_2-III	0.81	0.094	527	1.27	31.03/3.91	大型2个	富气
潜江	$E_{2-3}q$			II_2	0.63	0.2461	969	3.00	14.08/0.79	中小型	
柴达木	E_3			II_2-III	0.3	0.1227	699	1.83	12.58/0.36	中小型	
准噶尔	J_{1-2}	潮湿沼泽	淡水	II_2	1.53	0.042	220.5	2.29	1.32/0.36	中小型	
鄂尔多斯	J_1y			III	2.5	0.086	266	2.0	0.18/0.06		
柴达木	J_{1-2}			$II-III$	1.73	0.058	185.3		1.79/0.39	小型	
吐-哈	J_{1-2}			$II-III$	2.5	0.0821		2.26		大中型	

(6)排聚效率高

在陆相沉积盆地中，各类储集岩体沿凹陷边缘分布，并穿插或镶嵌在凹陷中部的生油气岩系之中，砂泥岩间互分布，烃源岩与输导层接触面积大，生油岩具有很大的泄油面积。排烃系数大，聚集系数也高，如按资源量测算，东营凹陷高达50%。

(7)热演化程度相对较低

中国中新生代陆相烃源岩，由于形成的时间较晚，热演化时间短，埋藏较浅(一般1200～2700m)，现在仍处于低熟—成熟阶段，一般只经历过一次成烃过程，并以生油为主。而古生代海相或海陆交互相烃源岩，形成的时间早，存在的时间长，埋深较大(有相当的多数埋深曾达5000m)，目前一般已进入高成熟或过成熟的热演化阶段。在地质历史上，它曾多次生烃，先是生成低成熟油，然后是成熟油，一直到生成高成熟的轻质油、凝析油，最后，直到现在还在生成过成熟的烃类气体。

烃源岩必须在上覆地层达到一定深度，以提供其成熟所需的温度、压力时才有大规模的油气生成。由于中国含油气盆地地温梯度的差异，油气生成所需上覆地层要求达到的厚度，即生油层的门限深度不同，大体变化在1000～4000m的很大区间内。

烃源岩的体积、质量(烃源岩的生烃潜量)、成熟度及排烃、运移条件决定烃源岩中油气对圈闭的充注程度。油气充注程度可分为过分充注、正常充注、欠充注三种情况。在油气过分充注情况下，含油气系统内圈闭捕获油气的可能性大，远离油气源的圈闭也可能形成油气藏。当欠充注时，仅靠近油气源的圈闭有可能形成油气藏，远离油气源的圈闭形成油气藏的可能性很小。

2. 储盖层组合

良好的储盖层组合是形成油气藏的重要条件。在油气二次运移中，储盖层组合有重要意义。当区域盖层发育良好时，油气运移以横向为主。只有在储集层上面存在区域盖层，油气才不致逸散，并沿区域盖层的上倾方向作汇聚式运移。在油气以垂向运移为主的情况下，区域盖层也非常重要，深部的盖层使油气汇聚，并通过这些盖层的断层、裂隙垂直向上输运，直至遇上新的有效盖层为止，并充注在上覆层的圈闭里。

由于中国主要含油气层中新生界多为陆相沉积，它本身具有多旋回发育的特点，一般区域盖层在地层剖面上频繁出现，但主要形成于沉积发育鼎盛时期，生油层本身往往也就是区域盖层。中国中新生代陆相含油气系统的区域盖层一般为欠压实泥质岩类，而古生代海相含油气系统的区域盖层主要为石膏、岩盐，其次为致密泥岩、泥质灰岩等。陆相含油气系统的储集层以碎屑岩为主，而海相含油气系统的储集层主要为白云岩、石灰岩或生物灰岩。盖层的形变程度(特别是对于非塑性地层)和完整性是油气保存条件的关键因素。

3. 油气运移

油气运移分侧向和垂向两种方式。侧向运移出现在地层褶皱不强烈、断层不发育的构造相对稳定区。侧向运移的通道主要是输导层系和不整合面。运移的距离取决于通道的渗透性和稳定性以及地层的倾角。区域性的单斜构造背景，稳定、广泛分布的高渗透输导层，上覆有连续分布、未被断层破坏的区域盖层是油气长距离运移的条件。垂向运移发生在地层强烈褶皱，断裂、裂隙发育地区。垂向运移的上限，止于没有被断裂、剥蚀破坏的区域盖层的位置。油气运移的实际轨迹一般是横向、纵向运移交替地进行。

中国陆相含油气系统储集层岩性、物性变化大，非均质性比较严重，因此油气运移的距离与规模远不能与均质程度很高和连通范围广泛的海相储集层相比。大多数情况下，在陆相储集层中油气二次运移的距离很小，仅数公里至十数公里。但当断层、不整合面、输导层彼此联通一起时，在陆相含油气系统中，油气亦可能作较长距离的运移。如酒西盆地，青西凹陷下白垩统烃源岩生成的油气通过下白垩统输导层，然后沿不整合面运移，最后沿断层运移到渐新统储集层，形成鸭儿峡、老君庙、石油沟、单北等油田，其运移距离大于30km(图11-17)。而在中国东部断陷盆地中，断层裂隙发育，油气垂向运移的规模也可很大，沙三段生成的油气可沿断层运移到上覆不生油的馆陶组(N_1g)、明化镇组($N_{1-2}m$)，形成下生上储油气藏。

当陆相地层中夹海进式储盖层组合时，油气也可能作长距离运移，如珠江口盆地。

珠江口盆地的主要生油层是文昌组(E_2w)的湖相泥岩和恩平组($E_{2-3}e$)的河流沼泽相煤系。上覆的珠海组(E_3z)海相砂岩沉积后，海水进一步加深扩大，沉积了以泥岩为主的珠江组(N_1z)，形成海进式储盖组合。珠海组砂岩横向分布稳定，在广大区域内，各个砂体连接相通。砂岩成熟度高，分选好，有非常好的孔隙-渗透性，成为良好储集层和输导层。珠江组泥岩覆盖面

-奥陶系内部组合、石炭系与下伏地层组合、侏罗系与下伏地层组合、第三系组合。据此，可以把塔里木盆地划分出以下四个含油气系统：

①库车前陆中生界含油气系统。烃源岩为三叠系和下侏罗统湖相和沼泽相泥岩及煤层，生成的油气除分布在坳陷内，另外，还向南分布在轮台断垒上及英买 7-9 井区。

②北部坳陷内克拉通古生界含油气系统。烃源岩是寒武—奥陶系泥岩及碳酸盐岩，油气聚集在塔北隆起轮台断裂以南地区，塔中隆起中央断垒及其以北地区。

③西南坳陷前陆含油气系统。烃源岩是石炭-二叠系泥岩、碳酸盐岩及侏罗系湖沼相泥岩。石炭-二叠系油气形成的油气藏主要分布在前陆坳陷及其以北的斜坡上。侏罗系湖沼相烃源岩形成的油气藏主要分布在山前带。

④东南坳陷含油气系统。因勘探程度低，为一个推测含油气系统（图 11-2）。

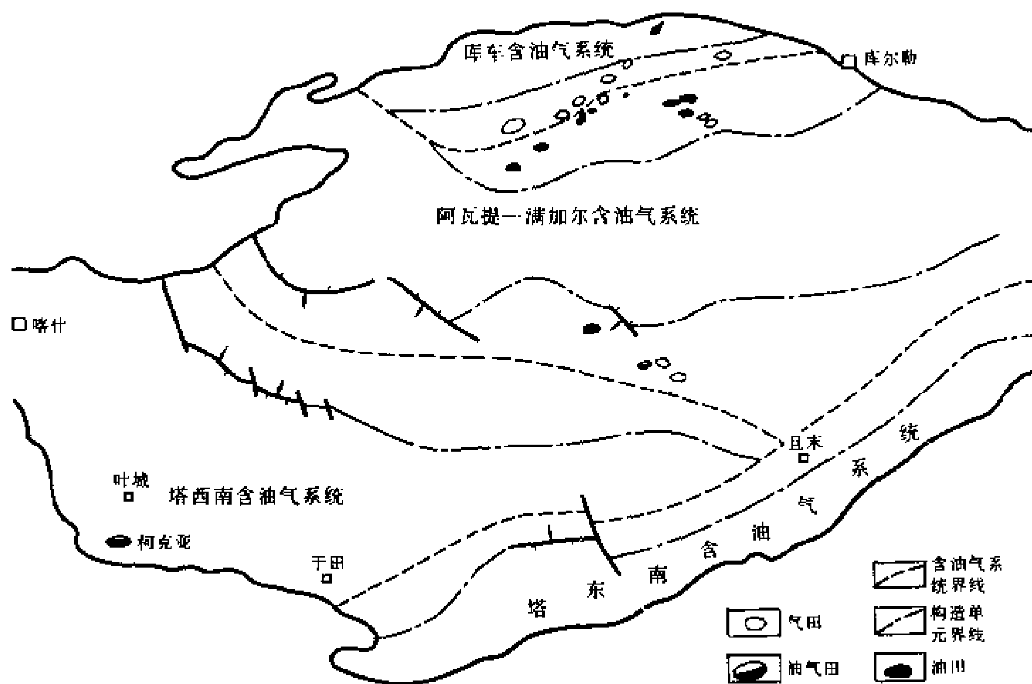


图 11-2　塔里木盆地含油气系统平面分布示意图

（据沈成喜、李小地资料，1994，修改）

2）华北地块：西部为鄂尔多斯盆地，东部是渤海湾盆地。

①鄂尔多斯盆地。中、上元古界一下古生界主要为海相碳酸盐岩，为一套开阔海台地—盆地边缘相碳酸盐岩夹黑色页岩，是盆地重要烃源岩之一。加里东运动造成鄂尔多斯盆地整体抬升、剥蚀。之后，有 1.5 亿年左右的沉积间断，使下奥陶统马家沟组白云岩经历了岩溶淋滤作用，形成风化壳。风化壳西厚东薄，孔隙充填物西少东多，物性西好东差。在东部剖面中的膏泥盐岩成为侧向封堵层。中石炭统本溪组沉积以来，本区表现为整体稳定沉降，首先沉积了本溪组底部铝土质页岩，成为马家沟组风化壳的盖层，相继沉积了海陆交互相及陆相煤系。石炭-二叠纪煤系烃源岩，暗色泥岩厚 200～400m，煤层厚 10～30m，分布面积达 26 万 km^2。因此，鄂尔多斯盆地以下古生界和上古生界煤系为烃源岩，以石炭-二叠系和奥陶系风化壳为储集层，形成一个含气系统。

上三叠统延长组为盆地内最重要的烃源岩。湖泊周边发育大量三角洲砂体、水下扇砂体及分流河道砂体，形成一个自生自储及以延长组—延安组(T_3y-J_1y)甚至白垩系为储集层的下生上储含油气系统。

另外，研究认为在河套、银川、渭河等地堑区可能还有第三系自生自储含油气系统。

②渤海湾盆地。是在中、上元古界与古生界海相沉积基础上发育起来，以中、新生代陆相沉积为主的断陷盆地。在冀北坳陷于中元古界发现古油藏；在冀中、黄骅与临清坳陷于奥陶系发现原生工业油流。证明中、上元古界与下古生界有烃源岩。但在盆地的下构造层中，主要烃源岩为石炭-二叠系，次要烃源岩为寒武系—奥陶系，可能烃源岩为中、上元古界。在盆地上构造层中，重要湖相烃源岩为下第三系。

因此，渤海湾盆地在剖面上除有古生界含油气系统外，还主要发育一套第三系含油气系统。在平面上，下第三系分布有40多个凹陷，大多数凹陷具有各自分隔的烃源岩，各自形成以本凹陷为主体包括周边凸起的一系列独立的含油气系统(图11-3)。

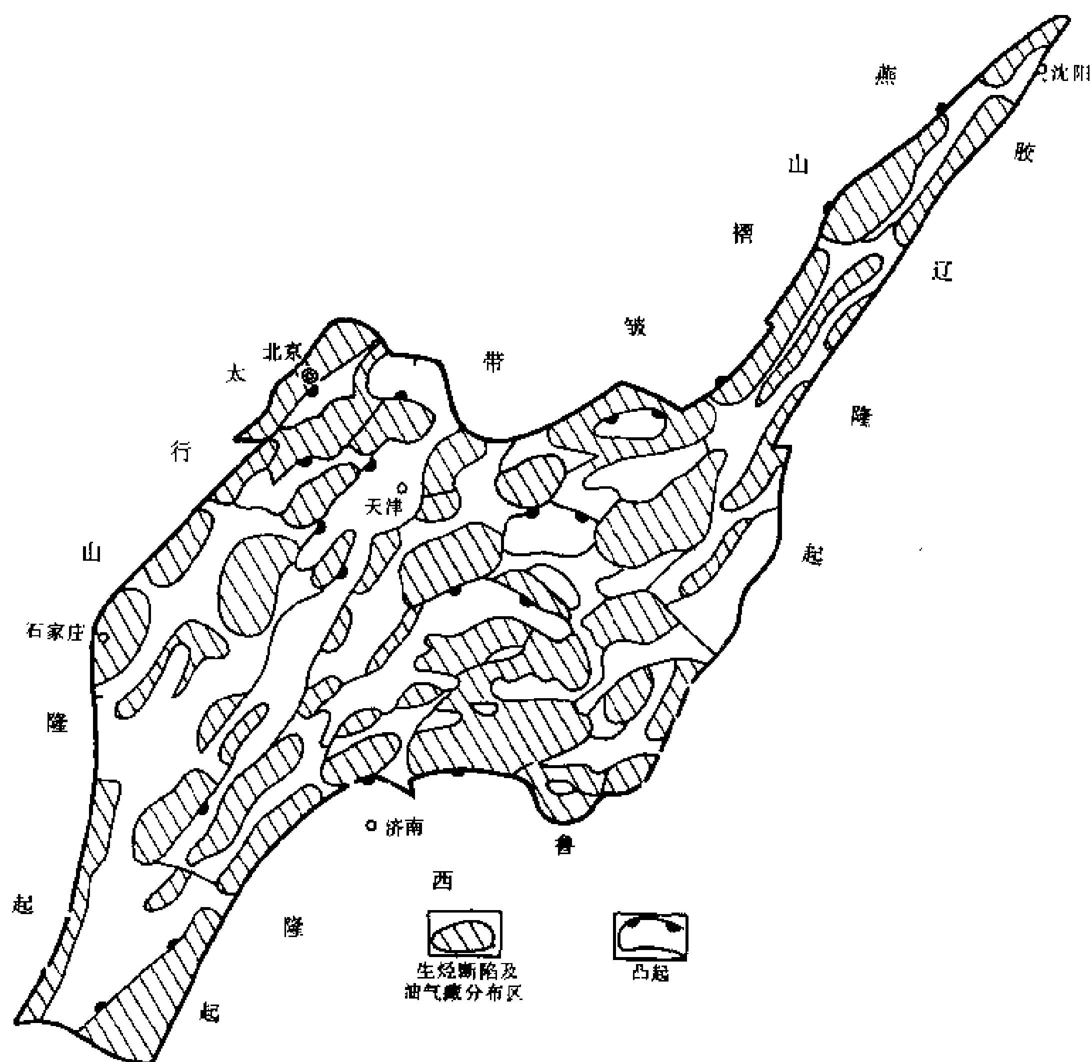


图11-3 渤海湾盆地第三系断陷盆地含油气系统平面分布示意图

3)扬子地块：以四川盆地为代表，该盆地震旦系—中三叠统主要为海相碳酸盐岩，自上三叠世转化为内陆湖泊碎屑岩。

四川盆地在海相地层中有上震旦统灯影组、下寒武统、志留系、下二叠统、下三叠统嘉陵江

组、中三叠统雷口坡组烃源岩；在陆相地层中，有上三叠统须家河组、侏罗系自流井群大安寨组烃源岩。

四川盆地目前已在震旦系灯影组，中石炭统，下二叠统栖霞组、茅口组，上二叠统龙潭组、长兴组，下三叠统飞仙关组、嘉陵江组，中三叠统雷口坡组，上三叠统须家河组（香溪群），中、下侏罗统东岳庙、大安寨、凉高山、沙溪庙组等层系发现油气藏。

因此，四川盆地大体可划分三套含油气系统（图 11－4）。

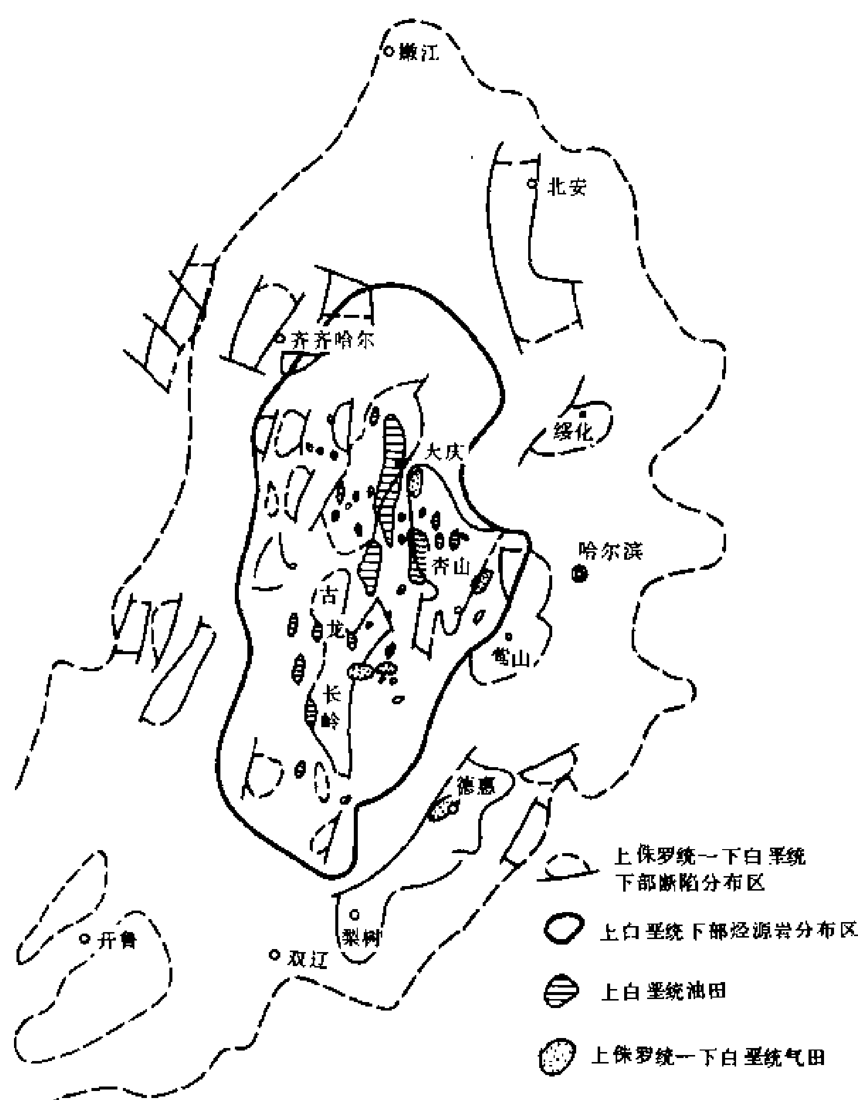


图 11－4　松辽盆地含油气系统分布示意图

（据大庆石油管理局资料编制，1993）

①海相含气系统。烃源岩及储集层为震旦系—中三叠统海相碳酸盐岩，该系统主要分布在川东南、川南、川西南及川中地区。

②川西含气系统。以古生界及三叠系（海陆相）为气源岩，以二叠系和三叠系为储集层，组成了一个复杂的含气系统。

③川中中、下侏罗统含油系统。以中、下侏罗统自流井群大安寨组为主要烃源岩，凉高山组为次要烃源岩，与其自身碎屑为储集层，组成了以油为主的含油系统。

(2)以下古生代或古生代褶皱为基底的含油气盆地

在下古生代或古生代褶皱基底上发育起来的晚古生代或中新生代陆相沉积含油气盆地内也发育多含油气系统。如松辽盆地和准噶尔盆地。

①松辽盆地。是在内蒙—吉黑古生代褶皱变质岩基底上发育的盆地，经历了晚侏罗世—早白垩世断陷、晚白垩世早期（青山口组—嫩江组）坳陷以及晚白垩世晚期至第三纪回返抬升三个发育阶段。断陷阶段形成若干个下白垩统沙河子组次要烃源岩；坳陷阶段发育了盆地主要烃源岩，因其沉降幅度大，湖盆范围最广，为一套非补偿性较深湖—深湖相烃源岩。

因此，松辽盆地在剖面上可划分两套含油气系统。一套以上白垩统青山口组—嫩江组为烃源岩，以盆地中央深坳陷为油气源区的含油气系统；另一套是以早白垩世早期分隔断陷沉积为烃源岩，以下白垩统扶余组和杨大城子油层组为储集层，组成的含油气系统（图 11－4）。

②准噶尔盆地。是在古老地块和古生代褶皱基底背景上发育起来的盆地，石炭纪末期开始形成断陷，下二叠统是成盆后的最早沉积盖层，沉积范围仅限于玛纳斯湖、昌吉和大井等凹陷中，发育有风成城组（P_1f）烃源岩。晚二叠世沉积范围逐渐扩大，并向坳陷转化，但仍有 15 个断陷，烃源岩发育范围仍为断陷控制。三叠纪成为统一的坳陷型盆地，形成一套分布广泛的浅湖相可能生油层。坳陷阶段一直持续到白垩纪末，局部地区持续到早第三纪末，晚第三纪为盆地回返褶皱阶段。断陷、坳陷发育阶段持续时间长，形成多沉积旋回特点，在剖面上相应地形成四套烃源岩系：上二叠统为主要烃源岩系，次为中、上三叠统、中、下侏罗统和仅局部分布的渐新统烃源岩系。

油源对比结果：盆地西北缘克拉玛依地区，盆地东部五彩湾一帐篷沟、火烧山、火南油田，盆地东南缘北三台、三台地区以及盆地腹部区油气分别来自玛纳斯湖、五彩湾、博格达山前、昌吉等二叠系凹陷。除二叠系自生自储油气藏外，还形成三叠系、侏罗系、白垩系甚至结晶基岩为储集层的含油气系统。

盆地南缘侏罗系—白垩系原油主要与下侏罗统八道湾组—中侏罗统西山窑组煤系有关，而第三系原油与下第三系安集海河组（E_2a）生油岩系有关。因此，准噶尔盆地南缘形成以侏罗系和下第三系安集海河组为烃源岩的侏罗系和第三系为储集层的含油气系统。

2. 以中、新生代烃源岩和古生代烃源岩组成的含油气系统有显著差别

(1)中、新生代含油气系统主要为一次成藏，以产油为主

中、新生代含油气系统，形成的时间比较短，所经历的构造运动比较少，油气藏形成条件相对简单，含油气系统一般在一个大的构造幕或一个完整的沉积旋回内完成。如渤海湾盆地的第三系含油气系统，尽管各断陷中烃源岩成熟期、大规模运移期和油气聚集期参差不齐，但总体上，含油气系统持续的时代不长，其间只有一次重大构造运动--喜马拉雅运动，油气藏形成全过程大体可以认为是在喜马拉雅运动构造期内一次完成的。

又如松辽盆地上含油气系统烃源岩形成于上白垩统沉积旋回中期，在旋回末期（相当于晚白垩世末期）达到生油门限深度，生成液态烃，并开始初次运移。与此同时，局部背斜也开始发育，从而形成油气藏。油气藏形成过程一直持续到第三纪末。构造幅度和圈闭面积也同步扩大、增加，最终形成现在规模。因此，松辽盆地上含油气系统油气藏的形成全过程，虽跨越燕山晚期到喜马拉雅期才完成，但中间没有重大构造运动破坏，除盆地西部外，油气藏并未遭受重大调整、改造（图 11－5）。

又如鄂尔多斯盆地的延长组（T_3y）、延安组（J_1y）含油气系统和四川盆地中部的中、下侏罗统含油系统均是一次成藏，后期未遭受强烈的调整、改造。

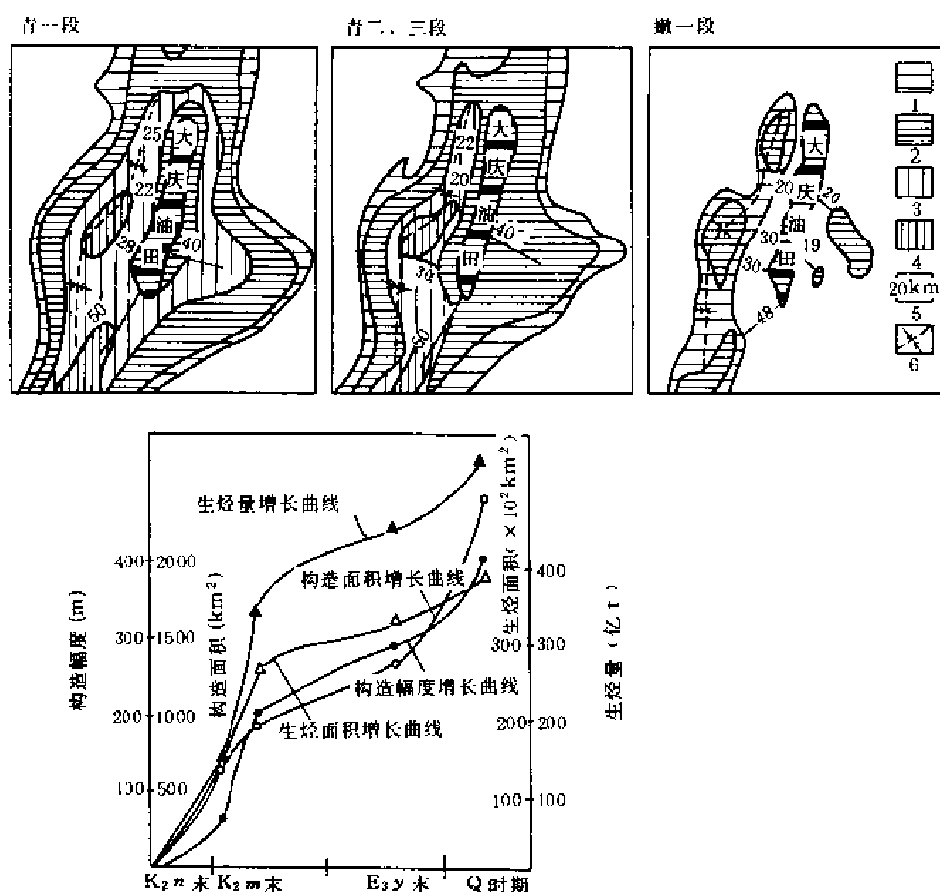


图 11－5　大庆长垣背斜油气藏集聚带形成演化图

1—低成熟早期；2—低成熟晚期；3—高成熟早期；4—高成熟晚期；

5—油田距生油凹陷中心距离；6—沉降轴线

（据大庆石油勘探开发研究院，1993）

(2)古生代含油气系统经过多次成藏、多次调整，以产气为主

古生代含油气系统多次成藏的典型例子是塔里木盆地阿瓦提—满加尔含油气系统。加里东运动，塔里木盆地形成塔北隆起和中央隆起。志留纪、泥盆纪时接受沉积。泥盆纪末期，寒武纪生油岩在满加尔坳陷已进入生油高峰期，油气从坳陷向南、北两侧的塔北、中央隆起运移，在泥盆系区域盖层之下，形成志留系油气藏。早海西期运动使该两区强烈上升，剥蚀了中上奥陶统及志留－泥盆系，使油气藏破坏，造成广泛分布的志留系沥青砂，同时形成了下奥陶统灰岩潜山。石炭系区域盖层沉积后，潜山有了盖层，下石炭统东河砂岩也有了盖层，晚海西运动形成圈闭。此时寒武系烃源岩已全部进入高成熟期，中、下奥陶统生油层进入成熟生油高峰期，油气仍然从满加尔坳陷向南、北两侧古隆起上运移聚集，在塔北隆起形成下奥陶统潜山油藏和东河砂岩油藏，在塔中隆起形成东河砂岩油藏。晚海西运动，塔北隆起遭受剥蚀(图 11－6A)，潜山油藏遭受破坏。进入中生代，塔北隆起处于库车坳陷的南斜坡，沉积物披覆于轮南－桑塔木断垒上(图 11－6B)，形成圈闭。塔中地区稳定接受中生代沉积物。喜马拉雅早期油气再次供给塔北隆起区，在三叠系Ⅱ油组形成油藏。喜马拉雅运动在塔北隆起、塔中隆起产生一系列正断层。在塔北隆起，使油气在三叠系圈闭重新调整，油气向上分异进入三叠系上部及侏罗系中，侧向

运移形成众多小型油藏(见本章图 11 - 24)。在塔中地区,东河砂岩油藏的油气沿断层向上运移,进入石炭系上部形成次生油藏。因而原东河砂岩油藏幅度大大减小。喜马拉雅晚期,塔北、塔中隆起接受天然气供给,形成纯气藏、凝析气藏、带凝析气顶的油藏或天然气完全溶于原油形成的次生凝析气藏(图 11 - 6C)。可以看出,阿瓦提—满加尔含油气系统油气藏形成有三期:泥盆纪末期,晚海西期,喜马拉雅期(图 11 - 6D)。油气藏破坏有两期:海西早期和海西晚期[1]。

准噶尔盆地西北缘二叠系含油气系统亦具有多期生烃、多次成藏的特点。三叠系沉积后,二叠系生油层开始成熟生烃。冲断带形成于海西运动末期,印支运动为本区最强烈活动期,不但使冲断带上沉积盖层产生断褶、断块,形成一系列圈闭,同时促使坳陷内的油气通过二叠系、三叠系输导层及基岩不整合面向斜坡区大规模运移,形成二叠系、三叠系油气藏。这一成油旋回后接受了侏罗系、白垩系沉积。燕山运动使油气沿断裂向上运移,在断裂两侧形成一系列非背斜油气藏(包括白垩系稠油油藏)。当断裂活动将趋终止时,厚达 600m 的白垩系沉积超覆于断裂带及其上盘,对油气起了封闭作用。又如位于昌吉、吉木萨尔、博格达山前等生油凹陷之间的三台凸起,上二叠统一般在晚三叠世成熟生油,但吉木萨尔、博格达山前由于印支、燕山运动的推举抬升,上覆地层遭受强烈剥蚀,晚至下第三系加载后才进入生油期。因而形成目前二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系、第三系多层含油、气及稠油间互的复杂油气藏。

鄂尔多斯盆地古生代含气系统也经历了多期成藏的历史。下古生界烃源岩于印支运动末期—燕山运动早期进入产气高峰,石炭-二叠系煤系烃源岩也于燕山运动早期进入大量生气阶段,与燕山早期形成的盆地中央古隆起配合,马家沟组风化壳储集层有过相当规模的烃类聚集。燕山构造运动中期(J_2,K),盆地发生最大的一次构造变动,西部沉陷,东部抬升,马家沟组风化壳顶面成为西倾东抬的平缓单斜,天然气随之向抬起一侧运移、聚集。同时,石炭-二叠系煤系烃源岩达到天然气生成高峰期,不断供气,由于奥陶系在东部相变为膏泥盐岩侧向封堵,因此在古隆起的东北部,形成中部大气田。

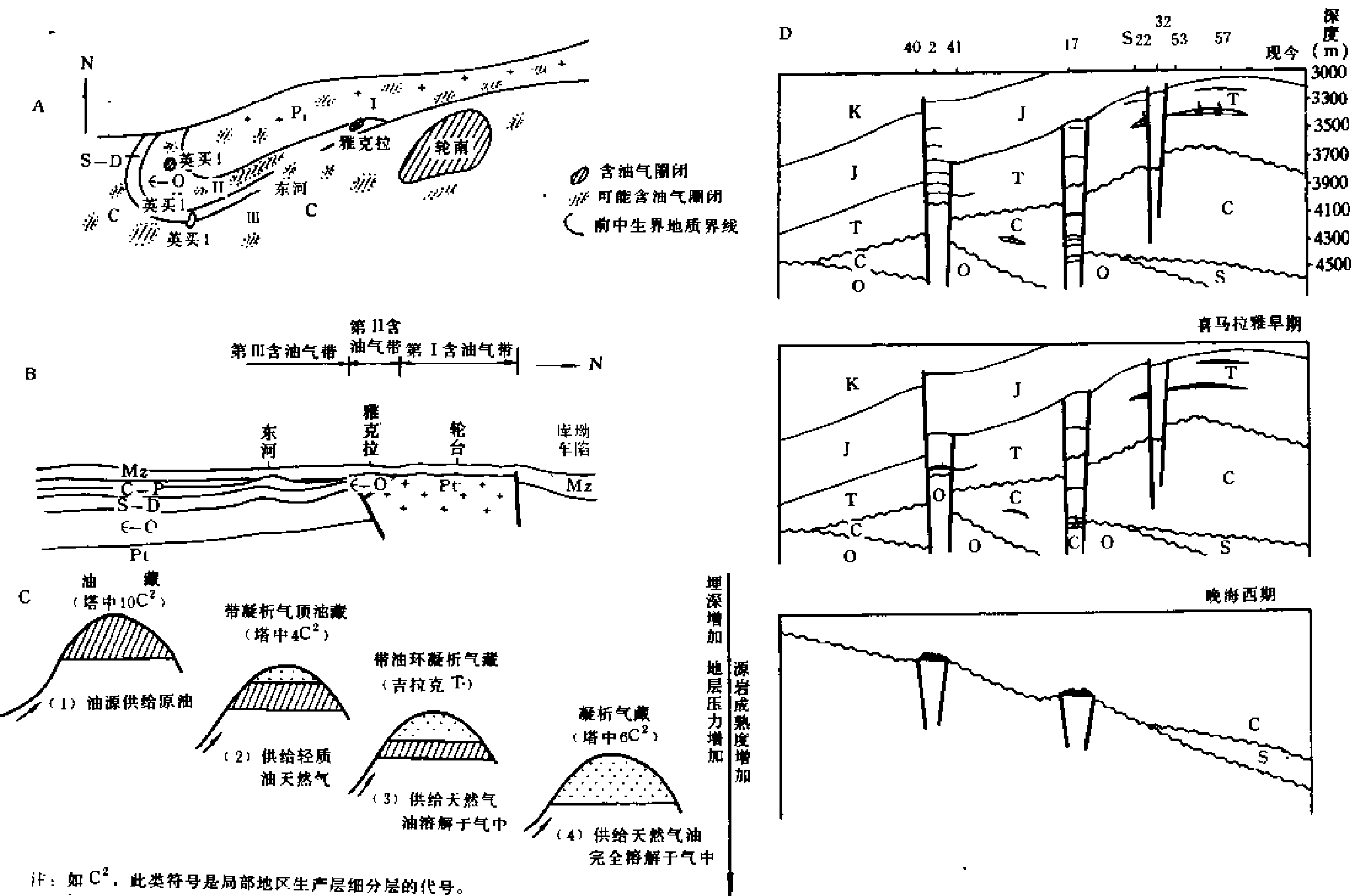
四川盆地海相含气系统亦经历过多期成藏、多期调整过程。在地台发展阶段,构造运动主要表现为升降运动,造成地层缺失和假整合。特别是志留纪末的加里东运动,中三叠世末的早印支运动,规模较大,活动显著,分别形成了乐山—龙女寺隆起和华蓥山隆起。华蓥山隆起带在南端有泸洲古隆起,北端有开江古隆起。这些古隆起,尽管在以后的不同时期曾发生过一些变化,但长期以来始终处于区域较高部位,这一地质背景为油气的早期聚集创造了有利条件。晚印支运动仅在龙门山前缘有较强的褶皱和断裂活动。燕山运动中幕在四川盆地表现为强烈抬升,造成侏罗系上部地层大幅度剥蚀。早喜马拉雅运动对四川盆地是一次影响极其深远的构造运动,是四川构造盆地和局部构造形成的主要时期。它使盆地除川中地块外,从震旦纪至早第三纪的沉积盖层全面强烈褶皱,形成大量背斜构造,同时岩层受力以后裂缝发育,改善了原有的储集层的储渗性,古生代生成的烃类经过多次成藏、多次调整后最终进入过成熟阶段,在喜马拉雅运动时形成一系列背斜气藏。

3. 含油气系统内生成子系统与运移—捕集子系统有四种组合关系

含油气系统由生成子系统与运移—捕集子系统两部分组成。在同一含油气系统内,生成子系统与运移—捕集子系统的互相配置关系大致有四种情况。

一是生成子系统与运移—捕集子系统同在一个大沉积旋回地层内。如松辽盆地的下白垩统及上白垩统两套含油气系统以及鄂尔多斯和四川盆地古生界与上三叠统—侏罗系的两套含

[1] 李小地,胡素云,李伟.1994.塔里木盆地油气藏形成与分布



注：如C^2，此类符号是局部地区生产层细分层的代号。

图 11－6　塔里木盆地塔北隆起油气藏形成过程演化示意图

图 A 中：Ⅰ—第Ⅰ含油气带，Pt 基岩油气藏及 Mz，Kz 披覆背斜油气藏；Ⅱ—第Ⅱ含油气带，∈—O 古地貌油气藏及 Mz 披覆背斜油气藏；Ⅲ—第Ⅲ含油气带，∈—O，C，S—D 内幕构造油气藏

（据范成龙、李小地资料，1994，改编）

油气系统。

二是油气生成子系统与运移—捕集子系统，分处不同地层内，一次成藏。如中国东部下第三系断陷盆地内，下第三系烃源岩或以不整合覆盖在前第三系老地层之上，或以断层面与之对接形成上生下储潜山油气藏。在这种情况下，油气生成子系统是在第三系内完成，而油气运移—捕集子系统却主要在前第三系内完成。

三是油气生成子系统与运移—捕集子系统分处不同地层内，但多次成藏。如古生代烃源岩系，由于多次生烃、多次运移、聚集，使得油气藏与烃源岩分别处于不同大构造幕沉积旋回地层内。如塔里木盆地北部坳陷含油气系统，寒武系—奥陶系生成的油气除在寒武系—奥陶系分布外，还在石炭系、三叠系甚至侏罗系分布。又如准噶尔盆地北三台地区，二叠系生成的油气在二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系分布。

四是多生成子系统与同一运移—捕集子系统配置。如北大港油气藏集聚带。向其贡献油气的生油气子系统至少有歧口和板桥两个生油凹陷。

第二节　油气藏类型

科学地划分油气藏的类型，是认识油气藏形成和分布规律以及指导开拓新含油气领域的一个重要方面。具有重要的理论和实践意义。

油气藏是油气聚集的一个基本单元，赋存于单一的圈闭中。它具有统一的热力、压力系统和油(气)水界面。

圈闭是捕获分散烃类，形成油气聚集的空间。凡是圈闭必须具备油气储集孔隙层、上覆不渗透盖层和侧面的遮挡，如此才能在三维空间中聚集油气，形成油气藏。

国内外石油地质家对油气藏类型及其成因进行了大量研究。从勘探、开发不同角度出发，提出了很多种油气藏类型分类方案，主要有以下四种：①圈闭成因及形态分类；②烃类相态分类；③油气产量和储量规模分类；④油气藏驱动类型分类。

一、圈闭成因及形态分类

从科学性和实用性出发，中国学者主要以圈闭的成因为基础，结合形态作为划分油气藏类型的基本要素。成因作为划分各大类的基础，形态作为划分亚类和细分类的依据。

按形成油气圈闭主导成因因素，可将中国油气藏划分为六大类型，即背斜、断层、岩性、地层、混合和水动力等类型。每一大类型油气藏又分为若干亚类和细分类，总共划分出 21 亚类油气藏。

构造型油气藏其圈闭主要受构造活动如褶皱、断裂和底辟等作用形成，包括背斜和断层圈闭。这类圈闭油气藏易于采用常规地球物理勘探方法查明，也是盆地勘探早期找油气的主要对象。非构造型油气藏的圈闭主要由沉积、地层不整合和地层超覆等因素形成。其组成的基本要素是岩性尖灭线、地层超覆线、构造等高线和地层不整合面、储集岩体的顶底板面及断层面等。由这些“线”和“面”分别搭配组成圈闭，相应地形成岩性型和地层型油气藏。混合型油气藏圈闭由褶皱、断裂、沉积、地层等多种因素相配合形成，分布较为广泛，是中国含油气盆地较为常见的油气藏类型。水动力圈闭油气藏，为一种特殊类型油气藏，甚为少见。现将不同油气藏类型特点分述于后。

1. 背斜油气藏(图 11－7A)

背斜油气藏，是在背斜圈闭中形成的油气藏，其数量众多，油气储量和产量占全国总数比

压背斜构造较为平缓，以长垣型构造和穹窿背斜为主，如松辽盆地大庆长垣和朝阳沟、龙虎泡等背斜油藏。

挤压背斜油气藏的特点是：

1）圈闭形态完整，闭合高度大，油气易于聚集。

2）圈闭形成期有早有晚，也有与油气运移同期形成的。其中以早期和同期圈闭对油气聚集最为有利。

3）油气藏的规模和富集程度与油气源的丰富程度、圈闭本身规模、储集岩相带以及油气运移规模和距离有关。

4）在西部和中部地区主要分布在盆地边缘坳陷，东部地区则位于盆地中部。

（2）逆牵引背斜油气藏

逆牵引背斜油气藏主要分布在东部裂谷盆地，发育于断陷盆地的主要断裂带下降盘，在断块活动和重力滑动作用下，砂泥岩地层沿断层面下滑，产生次一级的水平挤压力，使塑性地层产生逆倾斜弯曲，形成逆牵引背斜圈闭。其形态多呈两翼不对称的宽缓状短轴背斜，构造幅度中部地层较大，深、浅层较小。高点由深到浅向断层面上倾方向偏移。构造走向与主要断层平行。该类油气藏，常沿主断层呈串珠状分布。圈闭面积大小与主要断层活动强度和规模密切相关。

逆牵引背斜油气藏的特点是：

1）紧邻生油凹陷，三角洲砂岩体、湖底扇砂岩体和河流泛滥平原砂岩体，与生油岩体配置关系好，形成良好的“自生自储”或“下生上储”成藏组合。

2）储油条件好，砂体厚度大，物性好。如坨庄油田，油层累计厚度 50～180m，孔隙度一般为 26%～35%，渗透率$(2000\sim10000)\times10^{-3}\mu m^2$，最高达$(15000\sim20000)\times10^{-3}\mu m^2$。

3）逆牵引背斜属同沉积构造，其形成时期与大规模油气生成时期相一致，有利于油气聚集。

4）油气分布严格受背斜圈闭大小和闭合高度控制，具有统一的油（气）水界面。

5）主要分布在断陷陡坡带的二级主断裂下降盘，如大芦家、坨庄、马东油藏；有的分布在缓坡带的靠近深凹陷的同生大断裂下降盘，如王家岗油藏。另外也有分布在断陷边缘大断裂下降盘，如白庙气藏。这种类型油气藏在苏北、北部湾和珠江口等盆地中也有发现。

（3）披覆背斜油气藏

在含油气盆地中，较年轻的地层超覆披盖在基岩凸起、古隆起以及断块的翘升部位之上。由于在成岩过程中，差异压实的结果，形成披覆背斜圈闭。其形态多呈穹窿状，顶平翼陡，幅度下大上小。背斜形成时期有一定次序，通常盆地中部的披覆背斜形成早，而边缘的披覆背斜形成较晚。多为继承性构造，是油气运移和聚集的有利场所。

披覆背斜油气藏的特点是：

1）往往紧邻或位于生油凹陷中，生油岩层披覆或超覆在背斜之上，形成自生自储油气藏，生储盖层组合好。

2）储集层发育程度与背斜所处位置和形成时间有重要关系，盆地中部的披覆背斜，储集层时代较老、埋藏深度较大，砂岩的成岩后生作用较强，储油条件较差；盆地边缘的披覆背斜、储集层时代较年轻，埋藏深度小，成岩后生作用较弱，储油物性好，原生孔隙发育，渗透性高。

3）圈闭位于生油凹陷中，圈闭与生储盖层同步形成，早于油气生成期，油气以近距离运移为主，并直接从生油层向储集层运移，油质较好。如东营凹陷的平方王油气藏；如果圈闭位于盆

地周缘，距生油凹陷较远，以下生上储成藏组合为主，圈闭形成期与油气大规模形成期一致，油气运移通道以不整合面和断层面为主，经水平或垂向运移形成油气藏，往往具有油重气轻的特征。如渤海湾盆地羊三木、孤东和埕北等上第三系油气藏。

4）油气分布完全受构造及其闭合高度控制，有统一的油（气）水界面，油气富集程度较高。

5）油气藏的分布有一定规律性。以渤海湾盆地为例，在断陷中部发育下第三系渐新统—始新统披覆背斜油气藏，在断陷斜坡带分布渐新统上部披覆背斜油气藏，而断陷边缘或凸起周缘则为上第三系披覆背斜油气藏。北部湾和珠江口盆地披覆背斜油气藏也十分发育。松辽盆地东部昌德及四川盆地威远均属古隆起背景上发育起来的披覆背斜气藏。

（4）底辟拱升背斜油气藏

底辟拱升背斜油气藏十分发育，如渤海湾盆地，莺-琼盆地等，这类油气藏一般分布在盆地或凹陷中心部位，因该部位易于沉积厚层的岩盐、石膏和泥质岩等塑性地层，在上覆地层重力负荷和侧向水平压力作用下，使塑性膏岩或泥岩层蠕动拱升，形成底辟拱升背斜。此类圈闭常呈长轴背斜形态，轴部发育地堑式断裂系统，顶部陷落，两翼为断层复杂化的半背斜。构造幅度上大下小，晚期地层顶厚翼薄。

单个油气藏，主要为断块型，油气富集程度主要受断块高低的控制；断块之间含油贫富不均，差异较大，如东辛底辟拱升背斜顶部地堑区油气关系复杂，含油面积小，含油气丰度低。另外，在莺歌海盆地也有属于这类油气藏的实例。

2. 断层油气藏（图 11－7B）

断层油气藏是油气在断层圈闭中的聚集，油气的分布和富集程度主要受断层遮挡条件控制。在断裂和褶皱强烈地区，常发育两组以上断裂系统：一组为平行于断陷或盆地边界的走向断层；另一组是斜交断层。这两组断层相互交切，并与一定构造背景（单斜或鼻状构造）相配合，形成受断层围限的断层圈闭。由于断层线与储集层顶面构造等高线之间相互组合形式不同，分为断鼻、断块（包括阶状断块、屋脊状断块、地垒式断块、交叉断块、弧形断块、逆掩断块）和多断层组合断块等类型圈闭，相应地形成各种断层类型油气藏。

（1）断鼻油气藏

主要分布在盆地或断陷缓坡带或者断阶带的倾没部位。在构造挠曲带和单斜背景上也有下倾鼻状构造，而在上倾方向由断层遮挡形成断鼻圈闭。这类圈闭位于生油气凹陷之中或靠近生油气凹陷，生储盖层组合好，油气富集。如北三台、唐家河油气藏。

（2）断块油气藏

1）屋脊状断块油气藏

主要分布于盆地斜坡或大型构造带单斜背景上。由一系列反地层倾斜方向正断层切割组合成屋脊断块圈闭，成带分布。每个屋脊断块自成一个油气藏，断块高部位油气层厚度大。不同断块有各自的油气水界面，如黄骅坳陷港中油气藏。

2）阶状断块油气藏

主要分布在凹陷或盆地陡侧带，由一系列与地层倾斜方向相同的断裂切割组成阶状断块圈闭。油气富集程度与断层封闭性和距油源远近有关。原油物性向断阶高部位变差，如松辽盆地木头断块油藏。

3）地垒式断块油气藏

主要分布于断陷缓坡带或凸起倾没部位，由两条倾向相反、向外侧断落的断层组合成地垒式断块圈闭。当所在部位砂层发育厚度大、油气源充足时，可形成富集程度很高的油气藏。如

类型	亚类	细分类	模式图	油气田实例
断层油气藏	断鼻油气藏			北三台，唐家河
	断块油气藏	屋脊状断块油气藏		港中
		阶状断块油气藏		木头
		地垒式断块油气藏		别古庄
		交叉断块油气藏		垦利
		弧形断块油气藏		东辛油田营18断块
		逆掩断块油气藏		准噶尔盆地西北缘油藏
	多断层组合的断块油气带			临盘

图 11－7B　断层油气藏类型图

廊固凹陷别古庄油气藏。

4)交叉断块油气藏

在单斜背景上由两组不同方向断层切割，并与断层产状相配合，形成断块圈闭。一般断块高部位油气层厚，含油气层位多。在断陷盆地中，这类圈闭的油气藏广为分布，数量众多，但单个油藏的规模较小。如沾化凹陷垦利油藏。

5)弧形断块油气藏

在单斜地层背景上，其上倾方向被弧形断层切割，构造等高线与弧形断层面相交切而形成圈闭。在有利的地质条件下相应形成断块油气藏。如东辛油田营 18 断块油藏。

6)逆掩断块油气藏

一般分布在西部压陷型盆地山前坳陷带的逆掩冲断带内，由逆掩断层面与被其切割的地层组成圈闭。油气均分布在逆掩断裂带下盘，封闭性好，油气富集程度高，含油层位多，油层厚度大。如准噶尔盆地西北缘克一乌断阶带的若干油气藏。

(3)多断层组合的断块油气藏

在断陷盆地中，由多组断层切割而组成的油气圈闭。这类圈闭的几何形态有菱形、梯形、三角形和斜方形等。相应地形成了多断层组合的断块油气藏。

状砂体油气藏，裂隙层间缝岩性油气藏，生物礁块油气藏和储集层物性封闭油气藏等六个亚类。岩性圈闭油气藏的特征是：

1)储集体往往穿插和尖灭在生油岩体中，油源充足，又有良好盖层条件。

2)与储集岩体同期形成，圈闭形成期早于油气生成和运移期。

3)生油岩体于后期产生的裂缝带和溶蚀带，可形成岩性裂缝封闭油气藏。

4)岩性油气藏分布与河湖沉积相带有关，具带状分布特征。

(1)储集层上倾尖灭油气藏

各种类型砂岩体的前缘带与大型隆起或局部构造斜坡部位相配合，使储集层上倾尖灭线与构造等高线相交切，形成上倾尖灭圈闭。上倾尖灭油气藏的分布和规模大小决定于储集体与下伏倾斜构造的规模及相互配置关系。由多个韵律层组合而成的复合储集体与凹陷斜坡带或大型隆起带相结合，使若干储集体上倾尖灭线与构造等高线交切，形成大中型储集体上倾尖灭油气藏。其含油气面积大(可达数十平方公里)，含油层组多，油气富集程度高。

这类油气藏，可分为砂岩上倾尖灭油气藏和粒屑灰岩岩性油气藏两种。

砂岩上倾尖灭油气藏一般分布在盆地和断陷斜坡带或大型隆起以及二级构造带的围斜部位或局部构造翼部，如泌阳凹陷双河油气藏，及辽河西部凹陷莲花油组($E_2s_3^{下}$)砂体上倾尖灭油气藏。由单一砂层的上倾尖灭，形成小型岩性油气藏，含油气面积小、油气富集程度低。如廊固凹陷中岔口油藏、松辽盆地乾安油藏和潜江凹陷黄场油藏。

粒屑灰岩岩性油气藏，是分布于封闭一半封闭湖湾地区水下低隆起周缘或水上岛屿向岸一侧的浅水区，沉积在粒屑灰岩和藻礁灰岩区内。这种粒屑灰岩在水进条件下，逐层向湖岸边部超覆，呈弧形弯曲状展布。在古隆起背景上，粒屑灰岩岩性致密带与构造等高线相交切，形成岩性圈闭。这类圈闭一般邻近生油凹陷，储集物性较好。油气藏规模大小不一，面积几至数十平方公里，可成群成带分布。在渤海湾盆地中，这类油气藏分布较为广泛，已在歧口凹陷发现周潜庄，王徐庄、歧 26 井及东营、沾化凹陷南坡和辽河西部凹陷西斜坡高升等地区，发现一系列的粒屑灰岩岩性油气藏。还在苏北盆地金湖凹陷发现刘庄生物碎屑灰岩气藏。

(2)古河道砂体油气藏

由于河流水系冲刷或切割下伏地层，形成河道或峡谷，在其中沉积砾岩、砂砾岩、砂岩、粉细砂岩和泥岩，与河岸、断层遮挡条件相配合，形成古河道性圈闭。根据岩性圈闭所处的沉积环境及其与油气源岩接触关系，可将该类圈闭分为两种成因类型：

1)水下河道砂体岩性油气藏，如梁家楼古河道油气藏，岩性圈闭与湖盆内部的水下河道类浊流沉积体有关，油源主要来自同期沉积的烃源岩系，属自生自储成藏组合，砂体上倾方向断层遮挡。

2)水上河道岩性油气藏，如马岭古河道岩性油气藏，岩性圈闭由河道的边滩和心滩沉积的砂泥岩组成。油源来自不整合面以下的上三叠统湖相生油岩系，组成“下生上储”成藏组合；部分油源可能来自侏罗系下部，组成“自生自储”成藏组合。油气分布受河岸侧向不渗透层控制。

(3)透镜状砂体油气藏

在沉积较高速度条件下，在湖盆中部较深水湖相泥岩中，常断续分布有类浊积砂岩体以及三角洲砂体前缘地带众多的透镜状砂体。这类砂岩体都包裹在生油岩之中，构成圈闭，形成透镜状岩性油气藏。在中国 20 多个盆地(凹陷)中已发现有这类岩性油气藏。以东营凹陷六户地区为例，当其埋深 2500～2700m 时，在上覆泥岩负荷压实、粘土矿物脱水、烃类生成和流体热膨胀等效应作用下，在其下部地层中的泥岩欠压实、油气生成和排液以及储集岩发育次生孔

隙。使砂体具有较高孔隙度，形成泥岩欠压实高压岩性油气藏。这类油气藏的特征是：

1)均位于深水湖相暗色泥岩中，数量众多，成群成带分布。

2)单个油气藏面积较小，油层厚度一般也较小，储油物性相对较好。

3)原油粘度低、地层压力系数高。

4)油气水系统仍受今构造的控制，高部位为油气，底部含水。

(4)裂隙、层间缝油气藏[●]

构造作用和成岩后生作用都能使各种致密、性脆岩层产生层间裂隙或局部裂缝发育带，在一定构造背景下，形成裂隙、层间缝岩性圈闭。裂缝产生的原因很多，如在成岩过程中的成岩收缩裂缝和层间缝。在泥岩异常高压带，由于压实和脱水，泥岩逐渐由塑性变成脆性，可以形成大量微裂缝。地层褶皱或断裂也可产生裂缝，其油气藏特点是：

1)裂隙、层间缝储集岩体往往夹于生油气岩之中或紧邻生油岩，组成自生自储成藏组合，原油性质好。

2)油气分布主要受裂缝系统控制，由于裂隙和层间缝分布不均匀，含油层段变化大，含油范围形态不规则。

3)单井产能变化大，日产油量数吨至近千吨不等，产能递减快。

4)按致密岩层类型及其裂隙、层间缝的成因差异，可分为以下几种：

①泥岩裂缝油气藏，实为泥岩夹薄层石灰岩或白云岩裂缝(详见第六章关于纹层碳酸盐岩储集层)油气藏，如潜江凹陷中部、黄骅坳陷大中旺一齐家务地区、松辽盆地古龙地区等生油岩系中的裂缝油气藏；②碳酸盐岩裂缝油气藏，如四川盆地云锦向斜中的石灰岩裂缝气藏和大安寨组(J_1z_4)石灰岩的裂缝油气藏；③砂岩裂缝油气藏，如四川盆地遂南裂缝砂岩油气藏。

(5)生物礁块油气藏

生物礁块油气藏系指被非渗透层围限或侧向遮挡的生物礁储集体所形成圈闭中的油气藏。生物礁由珊瑚、海藻、苔藓虫、腕足类、腹足类、有孔虫等造礁生物组成。生物礁体一般由礁核相带、后礁相带和前礁相带等三部分组成。根据生物礁形态和环境特征可以分为点礁、宝塔礁、马蹄礁。这类圈闭主要被古地貌和生物礁体岩性双重因素控制。这种类型油气藏的特点是：

1)有良好的生储盖层组合，属自生自储成藏组合。前礁的盆地相和后礁的泻湖相为细粒碳酸盐岩沉积，有的礁体表面直接为黑色泥岩覆盖，有机物质丰富，油源充沛。在礁块上覆盖一套蒸发岩系或细粒碳酸盐岩、页岩，成为不渗透性盖层。

2)储集性能很好，但分布不均。礁核部位储集孔隙类型有骨架孔、体腔孔、粒间孔和溶蚀加大的次生孔隙等，一般孔隙度为22%～26%，最高可达46%，而礁侧相(后礁相和前礁相)孔隙度则下降至6%～15%，物性变差。

3)大部分为块状油气藏，有统一的油水界面，有明显底水。

4)油气藏具有成群、成带分布特征，油气水分布从属差异聚集规律。

5)含油气高度大，可达数百至近千米，单井产量高。

这类油气藏在海相地层中发现得比较多，如四川盆地建南、石宝寨和川东二叠系生物礁气藏和珠江口盆地流花11－1生物礁油藏(图11－8C)。在陆相地层中也有发现，如济阳坳陷的平方王下第三系沙四段(E_2s_4)生物礁气藏等。

● 裂隙、层间缝油气藏，按其圈闭成因应属构造-成岩型。考虑到它的成因与沉积岩岩性也有一定关系，以及这种类型油气藏占的比例小，因而列入岩性油气藏类型之中。

(6)储集层物性封闭油气藏

由储集层上倾部位岩石物性变化形成封闭的油气藏，如鄂尔多斯青化砭油藏。这种油气藏规模小，产量低。

4. 地层圈闭油气藏(图 11－7D)

类型	亚类	细分类		模式图	油气田实例
地层油气藏	超覆油气藏				单家寺、齐家
	不整合油气藏	泥质岩封堵不整合油气藏			高青
		沥青稠油封堵不整合油气藏			曙光
	潜山油气藏	山头	碳酸盐岩潜山油气藏		任丘、义和庄
			花岗岩潜山油气藏		东胜堡
			变质岩潜山油气藏		鸭儿峡、杜家台
			喷发岩潜山油气藏		风化店、哈南
			碎屑岩潜山油气藏		义北
		山坡			任丘北
		山腹			刘其营

图 11－7D　地层油气藏类型图

地层圈闭油气藏主要是在构造运动引起的沉积间断、削蚀和超覆沉积作用下，储集岩体沿地层不整合面或侵蚀面上下，被非渗透岩层围限或遮挡所形成的油气藏。按圈闭所处位置和遮挡条件，可分为超覆油气藏、不整合油气藏和潜山油气藏等三个亚类。

(1)超覆油气藏

在湖盆主要发育阶段的水进时期，沉积层自下而上逐层向湖盆边缘斜坡带超覆。超覆层上部泥岩盖层分布范围往往大于下伏砂岩，因而不仅覆盖了砂岩层，而且覆盖了盆地边缘不整合面。不整合面以下由于有致密不渗透的火成岩、变质岩或泥岩，从而形成了顶底板遮挡层。在斜坡带的古鼻状构造背景下，地层超覆线与构造等高线交切，形成了地层超覆圈闭。地层超覆

油气藏主要分布在盆地斜坡边缘带、盆地内部古隆起或古凸起的周缘，多呈舌状、裙边状断续分布。如东营凹陷单家寺油藏，辽河坳陷齐家油藏、柴达木盆地马海油气藏和准噶尔盆地乌尔禾油藏等。

(2)不整合油气藏

主要分布在盆地斜坡带的边缘，在沉积上，这类斜坡带具有下超上剥的特点，并发育了扇三角洲。湖底扇和洪积扇等多种类型储集岩体，互相叠置，常常伸入湖相生油岩体之中，形成良好的生储盖组合条件。在强烈构造运动过程中，使边缘地带不同时代的地层遭受剥蚀。当含油岩系的不整合面之上存在泥质岩覆盖层或存在稠油封堵层时，且地层不整合缺失线与储集层顶面构造线相交切，则可以形成不整合遮挡圈闭。油源主要来自同期沉积生油岩系。地层不整合油藏规模一般较大，油质较重，但在其下倾部位如还发育有其他类型地层、岩性油气藏，则油质变好。这类油气藏的特点：

1)油源可以来自下倾方向的同期生油岩系，也可以来自古油藏。

2)按不整合遮挡条件，分为两种不同类型：①不渗透层覆盖不整合面形成的封堵条件，如东营凹陷金家、高青油藏等；②沥青稠油封堵，如辽西凹陷曙光油藏和酒西盆地石油沟油藏。

3)原油普遍遭受氧化，油质较重，向油层下倾方向油质变轻。

4)以层状油藏为主。

(3)潜山油气藏

所谓潜山是以盆地发育时期为标准，将盆地形成前的地层统称为上叠盆地的“基岩”层，包括结晶基底和盆地形成前的不同时代的沉积岩。由这些地层形成的各种古地貌高地，被盆地发育时期新沉积的地层掩埋，故此被称为潜山。

年轻的地层作为油气源层和盖层，直接超覆不整合在古老风化溶蚀潜山上，形成潜山油气藏。目前中国已在 22 个盆地或凹陷发现了 50 多个潜山油气藏。

潜山圈闭主要受地层不整合面、上覆盖层、断层和内部不渗透隔层等因素控制。不整合面和上覆盖层是形成油气圈闭的基础，其次为断层和非渗透性隔层。潜山油气藏的特点是：

1)油气源主要来自周缘的年轻烃源岩，储集体是老地层潜山，组成新生古储成藏组合。

2)烃源岩与潜山储集体表面直接接触，以断层面和不整合面为油气运移主要通道。在盆地中部潜山带上，生油岩与潜山储集体直接接触面积越大，油源愈丰富，愈有利于形成大型潜山油气藏。盆地两侧斜坡带的潜山或潜山内幕圈闭的供油气通道，主要为断层面。

3)潜山储集层有碳酸盐岩、砂岩、变质岩、火成岩和火山碎屑岩等。在一般情况下，潜山遭受风化、淋滤、溶蚀，可成为孔、洞、裂缝发育的储集体。碳酸盐岩块体古岩溶作用剧烈，缝洞发育，并与晶间孔、溶蚀孔和裂缝相互沟通，成为高渗透性储集岩体，储集性能最好。变质岩或火成岩潜山经风化、剥蚀和断裂作用，易形成风化壳和裂缝性的储集岩体。垂向裂缝由风化面向基岩内部逐渐消失，其延伸深度可达数百米，碎屑岩、火山岩和火山碎屑岩所组成的潜山，一般构造裂缝发育，并与粒间孔、晶间孔和层理面等相互串连，属于裂缝孔隙储集层，储集性能较差。

碳酸盐岩潜山油气藏在渤海湾盆地冀中坳陷最为发育，如任丘油藏；花岗岩、变质岩潜山油气藏，在辽河坳陷常见，如东胜堡、兴隆台凝析气藏；火山岩潜山油气藏分布也不少，如黄骅坳陷风化店和渤海湾锦州 20－2 油气藏及二连盆地哈南油藏。

4)按油气藏在潜山的部位不同，可分为山头块状油气藏，如任丘雾迷山组(Jxw)油气藏；山坡层状或块状油气藏，如任丘北奥陶统油气藏；山腹层状或块状油气藏，如冀中坳陷刘其营

黑色,油气比从大于 15000m^3/t 至 0m^3/t。

第二,液态烃相对密度由 0.6 变为大于 1.0,接近于固态烃;粘度由小于 1mPa·s 至大于 4000 mPa·s;胶质沥青质含量由 5%增加至 30%~50%。

第三,天然气中甲烷含量从大于 95%到微量;重烃含量由 0.1%上升到 70%。

三、油气产量、储量规模分类

根据中国石油工业规范,不同埋藏深度油气藏有各自工业油气流标准(表 11-3),按此标准可以分为工业性和非工业性油气藏。

表 11-3 工业性、非工业性油气流标准

类 别		石油产量(t/d)		天然气产量(万 m^3/d)	
级 别		工 业 性	非工业性	工 业 性	非工业性
产层埋深(m)	<500	0.3~<0.5	<0.3	0.05~<0.1	<0.05
	500~1000	0.5~<1.0	0.3~<0.5	0.1~<0.3	0.05~<0.1
	>1000~2000	1.0~<3.0	0.5~<1.0	0.3~<0.5	0.1~<0.3
	>2000~3000	3.0~<5.0	1.0<3.0	0.5~<1.0	0.3~0.5
	>3000~4000	5.0~<10	3.0~<5.0	1.0~<2.0	0.5~<1.0
	>4000	10~>10	5.0~<10	>2.0	1.0~<2.0

另外,按照 1988 年颁布的国家石油和天然气储量规范标准,把原油地质储量超过 5000 万 t的油田定为大型油田,把天然气储量超过 300 亿 m^3 的气田定为大型气田。

四、油气藏驱动类型分类

根据驱动类型不同,把油气藏分为水驱动、弹性驱动、气压驱动、溶解气驱动和混合型驱动等。气藏则仅分为气驱动和气水混驱动两类。

综合上述,可以看出,本书在对油气藏的类型划分上,从指导油气勘探出发,主要以油气藏成因及其形态作为油气藏类型划分的依据。随着勘探开发程度的不断深入,这些分类原则必将不断得到充实,从近年勘探实践来看,上述分类也并非包罗一切,新的油气藏类型还时有发现,这实际上也从一个侧面反映了中国对油气藏形成条件的认识的深化和对含油气领域的不断拓展。

第三节 油气藏集聚带

油气藏集聚带是相互有成因联系的若干油气藏的集聚体。它们赋存的地质单元有相同的沉积构造发育史,有近似的油气集聚和油气藏形成过程,可由数量众多的较单一类型的油气藏组成,也可由数量众多、多层系和多类型油气藏组合形成。形成油气藏集聚带赋存的地质体,主要有背斜带、断裂带、区域岩性尖灭带、区域物性变化带、区域地层超覆和地层不整合带等,以及由上述多地质构造因素形成的复合带。在前一种情况下,油气藏集聚带是由类型较少、数量众多的油气藏组成,一般总是以一种类型油气藏占主导地位,其储量占集聚带总储量多数,其他类型油气藏占次要地位;在后一种情况下,可称复合油气藏集聚带。

油气藏集聚带按其形成的主导油气藏类型划分为背斜带、岩性变化带、地层超覆-不整合带和复合带等 4 类,每类进而又细分若干亚类,共划分出 16 种油气藏集聚带。

一、背斜油气藏集聚带

1. 长垣背斜油气藏集聚带(图 11-8)

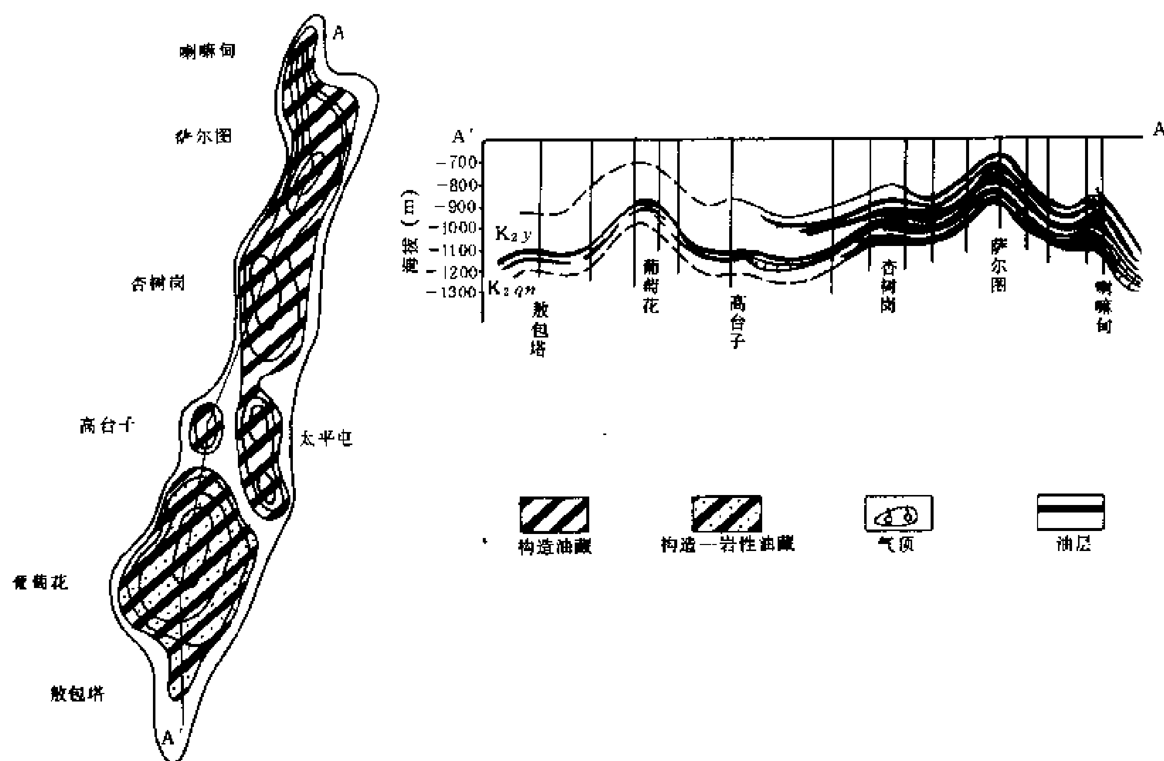


图 11-8　长垣油气藏集聚带实例图
——以大庆油气藏集聚带为例
(据大庆石油管理局资料,1993,改编)

主要分布在盆地中央,四周紧邻生油凹陷,构造形态宽缓,面积较大,往往与规模较大的三角洲砂体或扇三角洲砂体相配合,形成"自生自储"或"下生上储"成藏组合。如松辽盆地大庆长垣油气藏集聚带。

大庆长垣由七个背斜构造组成。北部喇嘛甸、萨尔图和杏树岗背斜,位于三角洲砂岩主体部位,储集层发育,组成大型背斜块状油藏;南部葡萄花、高台子、太平屯和敖包塔等背斜与三角洲砂体前缘相配合,形成背斜-岩性油藏,其西侧分布断鼻油藏。主要含油气层为上白垩统萨尔图、葡萄花和高台子油层。

2. 挤压背斜油气藏集聚带

主要分布在西部压陷型盆地的山前坳陷中。多呈狭窄长条状,成排成带分布。走向平行于坳陷边缘,自山前向盆地中心,由线性挤压过渡为长轴挤压背斜。不同背斜带或同一背斜带中,局部构造隆起幅度相差悬殊。近褶皱山系的背斜带上,逆掩、逆冲断层发育,浅层构造复杂,变动强烈,深层构造相对简单。如吐-哈盆地鄯善-巴喀挤压背斜油气藏集聚带(图 11-9)。

鄯善—巴喀挤压背斜带位于吐-哈盆地台北凹陷,主要由燕山中期开始发育经燕山晚期至喜马拉雅期定型。属台北凹陷三排构造带的中间一排构造带,由鄯善、丘陵和巴喀等三个背斜组成。走向北西,与盆地边界平行。背斜带北翼缓(11°～17°,丘陵)、南翼陡(22°～31°,丘陵)。鄯善背斜为穹隆状,位于背斜带东南端,闭合高度约 250m,圈闭面积为 25km^2;丘陵背斜位于中

部，长14.4km，宽2.2～4.3km，闭合高度为400～800m，闭合面积为49km²；巴喀构造，位于构造带西端，为强烈挤压狭长背斜，被两组断层复杂化，闭合高度为2145m，构造面积为47km²。三个背斜已先后分别成为油田，组成以挤压背斜为主的油气藏集聚带。主要储集层位为中、下侏罗统八道湾组、三间房组、西山窑组和七克台组。主要油气藏类型为背斜型，有统一的油水、气水界面，另外也有大量的岩性和断块小油气藏。

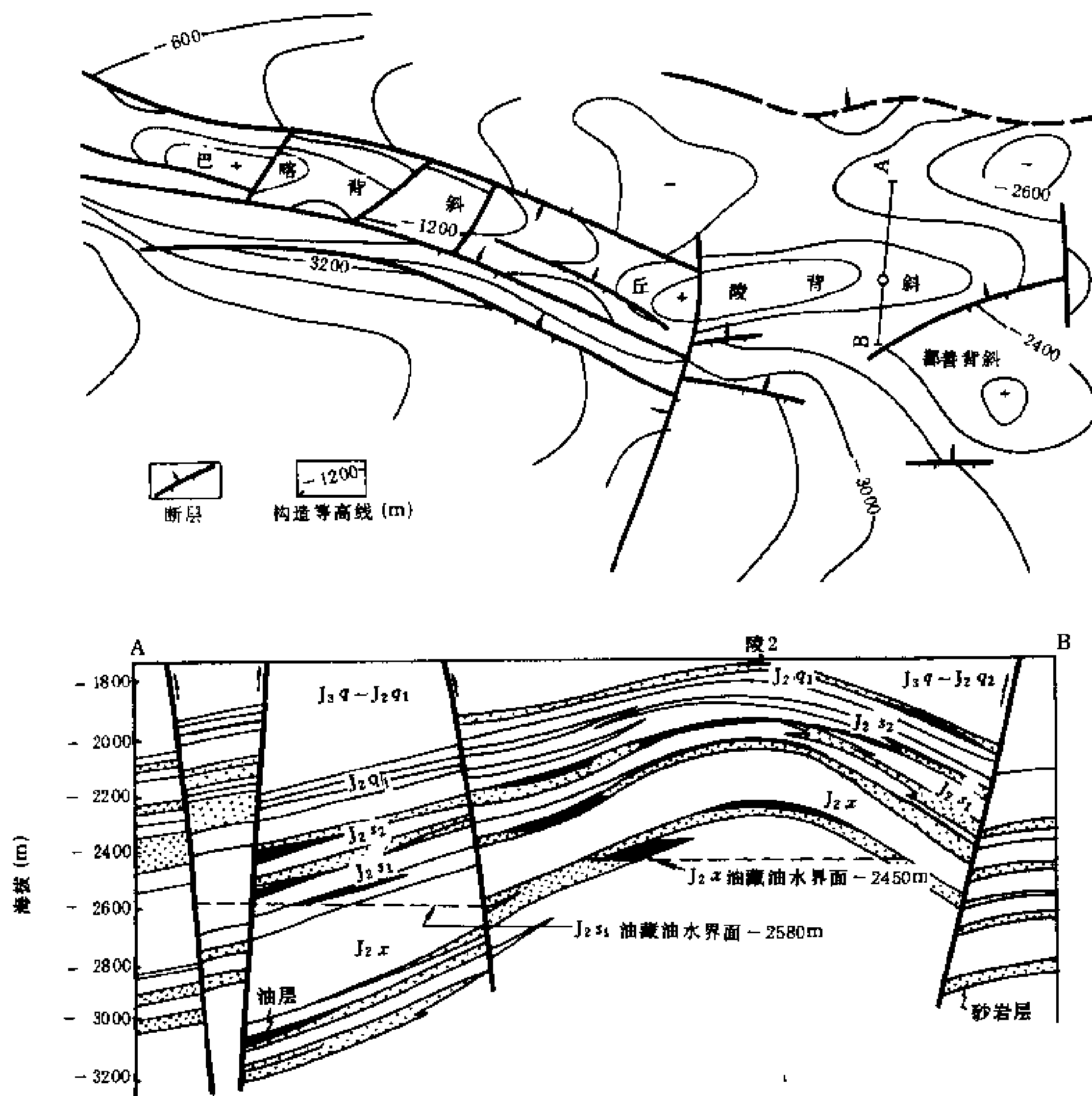


图 11－9　挤压背斜油气藏集聚带实例图

——以吐-哈盆地鄯善-巴喀油气藏集聚带为例

（据袁明生、王喜双等，1995）

3.逆牵引背斜油气藏集聚带

以逆牵引背斜油气藏为主，如胜坨—永安镇、羊二庄—海四、王家岗和曹庄—真武等油气藏集聚带。

胜坨—永安镇逆牵引背斜油气藏集聚带（图11－10），位于东营凹陷北部，它的形成主要受胜北、永北两条渐新世强烈活动的断层带所控制。在主断层下降盘由东向西分布了永安镇、胜利村、坨庄、利津北和店子等五个逆牵引背斜。胜坨沙二段（E_3s_2）油藏为一个大面积、大幅度

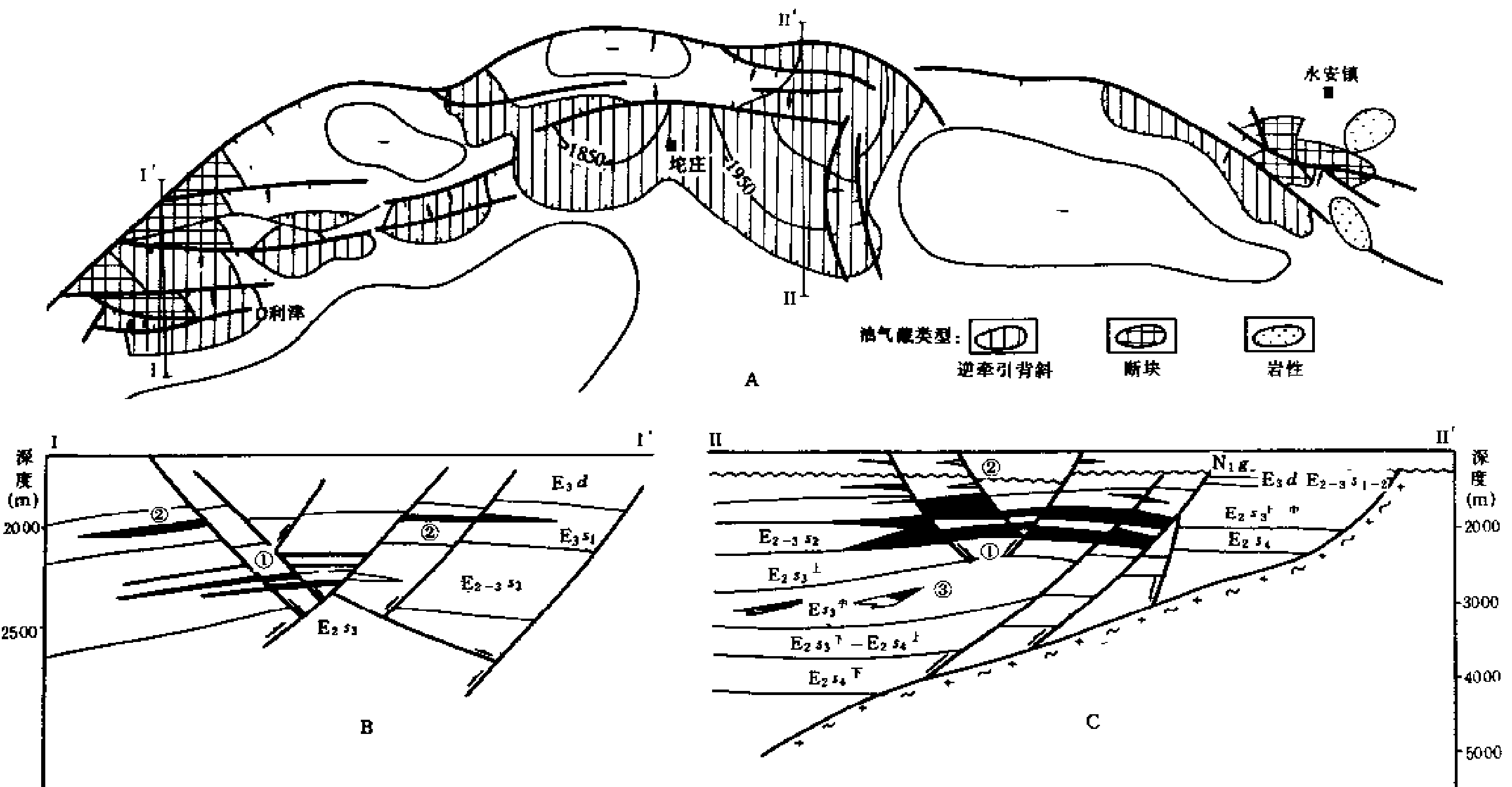


图 11-10 逆牵引背斜油气藏集聚带实例图

——以渤海湾盆地利津北—永安镇油气藏集聚带为例

B、C 图中：①—逆牵引背斜油藏；②—断块油藏；③—透镜体岩性油藏

（据胜利石油管理局勘探开发研究院资料，1991，改编）

逆牵引背斜油气藏，油气富集程度高，而利津北和店子为小面积小幅度的逆牵引背斜，油气富集程度较低。在该油气带翼部，形成数量较多透镜状砂体岩性油气藏，沙一段(E_3s_1)生物灰岩和馆陶组(N_1g)东营组(E_3d)岩性-构造油气藏。此外在利津北、店子和永安镇还发育一些断块油气藏。

4. 披覆背斜油气藏集聚带

以披覆背斜构造油气藏为主，次为潜山、逆牵引背斜、地层超覆、断块和岩性等油气藏，如孤东—孤岛—垦西、尚店—平方王、兴隆台和王徐庄等油气藏集聚带。

这类油气藏集聚带主要分布在盆地或凹陷中部以及大型隆起或凸起周缘，由数个局部披覆背斜组成，具有长期继承性发育特点。下第三系生油岩超覆或披覆在其上部，组成“自生自储”和“下生上储”成藏组合。同生断层和不整合面成为油气垂向和侧向运移通道，油气主要聚集和富集在不同时代的披覆背斜圈闭中。油气藏组合类型，在其上部层系高部位为披覆背斜油藏，其下部构造层中分布潜山油气藏，规模较小，在其倾没部位分布地层超覆和岩性油藏，在主断裂下降盘分布逆牵引背斜和断块等油气藏。如渤海湾盆地，在凹陷中部发育了兴隆台和尚店—平方王下第三系披覆背斜油气藏集聚带，而在凹陷斜坡带发育上第三系披覆背斜油气藏集聚带，以孤东—孤岛—垦西油气藏集聚带较为典型(图 11－11)。它是在中生界、古生界潜山背景上发育起来的上第三系披覆背斜构造带，由孤岛—孤东和垦西三个背斜构造组成，下第三系

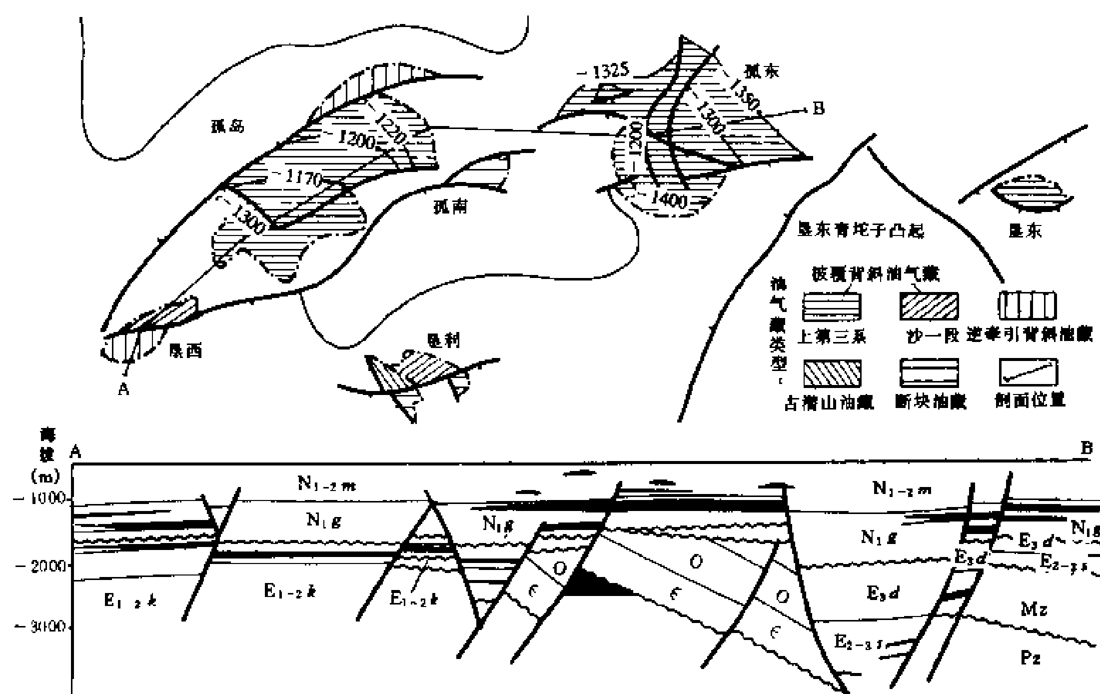


图 11－11　披覆背斜构造油气藏集聚带实例图
——以济阳坳陷孤东—孤岛—垦西油气藏集聚带为例
(据胜利石油管理局地质科学研究院资料，1991，改编)

地层逐层向潜山腰部超覆，沙河街组($E_{2-3}s$)生油岩部分地披盖在潜山之上。本带主要产油层为上第三系馆陶组，组成一种“下生上储”成藏组合。构造边缘断裂带和地层不整合面成为油气侧向运移通道，具备了充足油源和运移条件，明化镇组($N_{1-2}m$)下部存在较为稳定泥岩和泥灰岩

盖层，有利于形成大型上第三系披覆背斜油藏。

孤岛披覆背斜油藏是一个西陡东缓的短轴背斜，为一个高渗透块状稠油藏。孤东上第三系披覆背斜油气田是由明化镇组、上馆陶组和下馆陶组等三个含油气层组成，明化镇组和上馆陶组顶部为构造岩性气藏，仅馆陶组上部油层为披覆背斜油藏，而馆陶组下部油层属断块油藏，在构造顶部还发育了沙一段(E_3s_1)披覆背斜油藏。逆牵引背斜油藏主要分布在孤岛构造南北两侧断裂带下盘。还在构造倾没部位发育了断块油藏和地层超覆油藏，仅在垦西构造下部发育了潜山油藏。

5. 底辟拱升背斜油气藏集聚带

以断块和断块-岩性油气藏为主，如东辛、文留、柳泉—王居和王场(图 11－12)等油气藏集聚带。

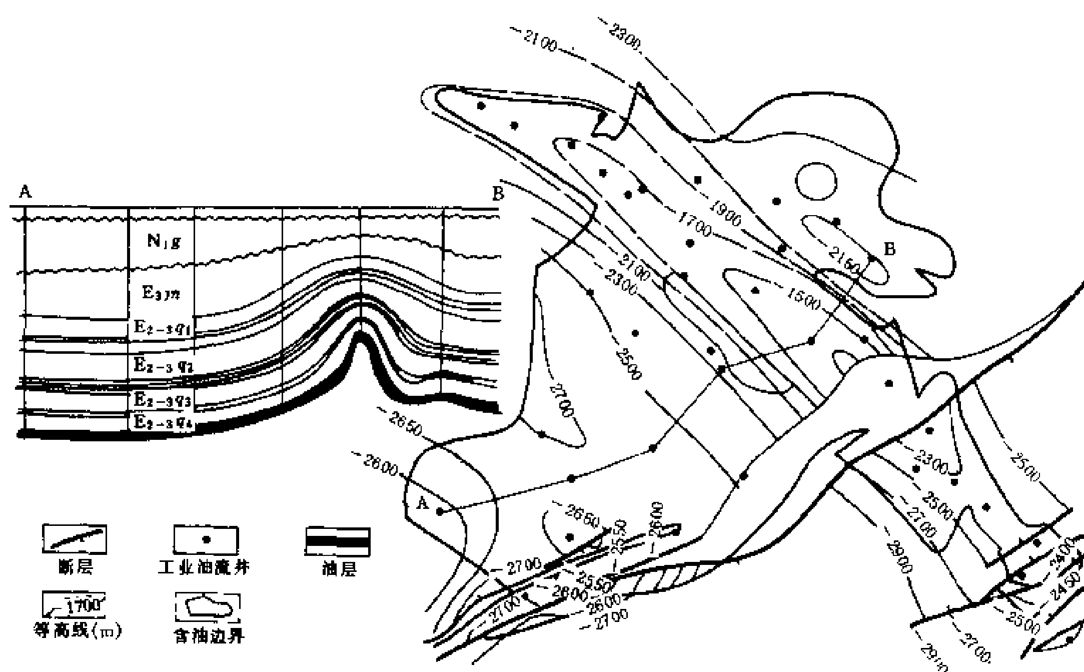


图 11－12　底辟拱升背斜油气藏集聚带实例图
——以江汉盆地潜江凹陷王场油气藏集聚带为例
(据江汉石油管理局勘探开发研究院资料，1991，改编)

这类油气藏集聚带主要分布在生油气凹陷的中部，其油气富集程度与盖层封闭性和断裂活动强度有关。在盐膏岩层发育地区，盖层封闭好，富含天然气，如东濮凹陷北部，潜江凹陷中部；在泥质岩发育区，盖层封闭程度较差，虽有多套含油气层系，但断块间主力含油气层系各不相同。高产富集断块含油层系多，油层厚度大；而贫含油断块，含油层系单一，油层厚度小，油气富集程度低。

王场背斜油气藏集聚带，位于江汉盆地潜江凹陷北部，背斜是由于始新统潜四段下段盐岩塑性拱升形成的。背斜带北西走向，长 15km，宽 1～2km，中部被低角度遮挡正断层切割为两部分，最大断距 1000m。背斜两翼地层倾角由上而下由缓变陡(由 20°变陡为 80°)。断层西北部潜四段闭合高度为 1080m，闭合面积为 10.7km²；断层东南部潜三段闭合高度为 240m，闭合面积为 2.8km²；东南端王 45 —王 72 井区为断阶带，王 20 井区、广 63 井区等还有若干局部高点。

产油层层位有潜一、潜三、潜四上段，可进一步划分为7个油组32个小层。其中主力油层有五个油组。油藏类型主体为背斜，另外还有断块、岩性、背斜-岩性等类型，由于其西北有大量岩性油藏，使含油范围大于背斜圈闭（图11－12）。

6. 冲断背斜油气藏集聚带

在鄂尔多斯盆地西缘、酒西盆地南缘、柴达木盆地西部均发现此类油气藏集聚带。以酒西盆地鸭儿峡－老君庙油气藏集聚带为例，论述如下。

鸭儿峡－老君庙构造带位于北祁连褶皱带前缘，可分为上盘构造带、中盘庙北Ⅰ、Ⅱ号断层夹持的中间断块及下盘的盆地原地系统。上盘及中盘构成油气藏聚集带。

鸭儿峡－老君庙背斜带第三纪褶皱强烈，形成不对称的紧密背斜群，计有石油沟、老君庙、鸭儿峡、青草湾、青北等局部背斜，形成了石油沟、老君庙、鸭儿峡三个背斜油田（图11－13）。在背斜带上伴随有南北向次级断层，在其鞍部形成了鸭4井和小马莲泉等断层遮挡油藏及岩性油藏。冲断体的中盘由断层复杂化的小断块组成，在老君庙油田以北的中间断块中已发现了一个小油藏。

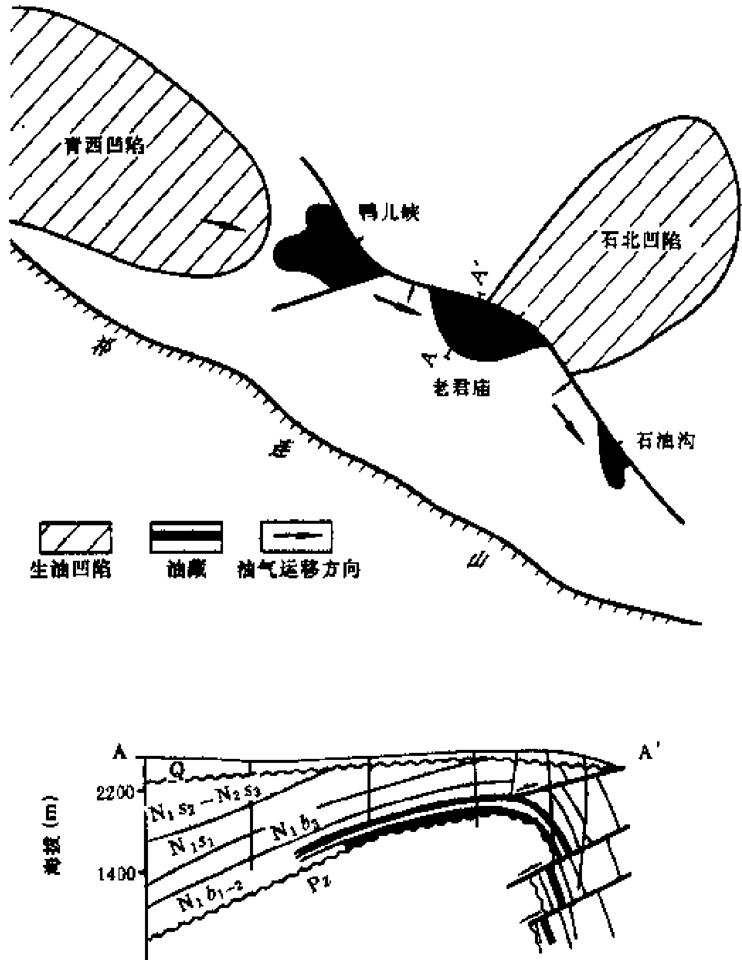


图11－13　冲断构造油气藏集聚带实例图

——以鸭儿峡－老君庙油气藏集聚带为例

（据玉门石油管理局勘探开发研究院资料，1989，改编）

7. 断裂背斜油气藏集聚带

一般位于凹陷中部，当与有利储集相带配合时，可形成多层系、多种类型的以背斜构造为

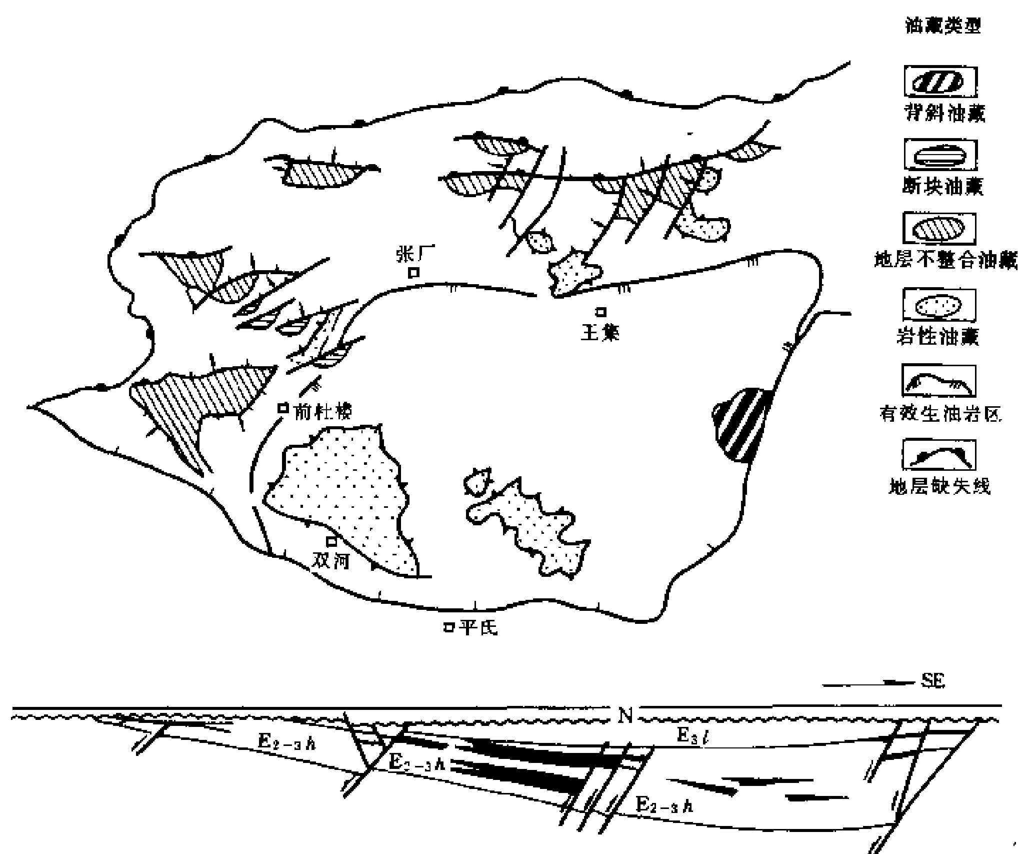


图 11-15　砂岩上倾尖灭油气藏集聚带实例图
——以南襄盆地泌阳凹陷双河油气藏集聚带为例
（据河南石油勘探局勘探开发研究院资料，1992，改编）

（图 11-17）。

3. 古河道砂岩体油气藏集聚带

鄂尔多斯盆地马岭地区下侏罗统古河道砂岩体油气藏组成的油气藏集聚带，被认为是该类油气带的典型实例。

马岭古河道砂岩体油气藏集聚带，位于盆地西南部马岭地区，由三个局部鼻状构造组成，构造简单，幅度很小，走向北东东。在早侏罗世河流水动力作用下，将下伏上三叠统延长组生油气层切割成纵横交叉的河流谷地，并在河道中充填了一套砾岩、砂砾岩、砂岩、粉砂岩和泥岩间互层。古河道砂岩与下伏上三叠统湖相暗色泥岩烃源层，组成下生上储成藏组合，其上部又被泛滥平原相砂质泥岩和泥岩所覆盖，形成了较好盖层。它们的圈闭条件主要受岩性变化、河道侧翼和断层遮挡等因素控制。油气藏沿古河道方向展布，成群成带分布，组成古河道砂体岩性油气藏集聚带（图 11-18）。产层为下侏罗统延安组砂岩，自上而下可分为 10 个油层组，其中延 10 组为本区主力油层组。

三、地层油气藏集聚带

1. 潜山油气藏集聚带（图 11-19）

这类油气藏集聚带主要分布在盆地或凹陷的下构造层的翘倾断块体或古地貌高部位，是一种高产富集的油气藏集聚带。在东部断陷盆地发育区，这类油气藏集聚带分布广泛，在凹陷中部分布“凹中山”型潜山油气藏集聚带，以潜山块状或层状油气藏为主，如任丘和东胜堡一静安堡等。在凹陷缓坡带分布“坡上山”型潜山油气藏集聚带，如义和庄、苏桥一信安镇和曙光—欢喜岭等。在凹陷陡坡带发育“断阶山”型潜山油气藏集聚带，以潜山内幕断块油气藏为主，如

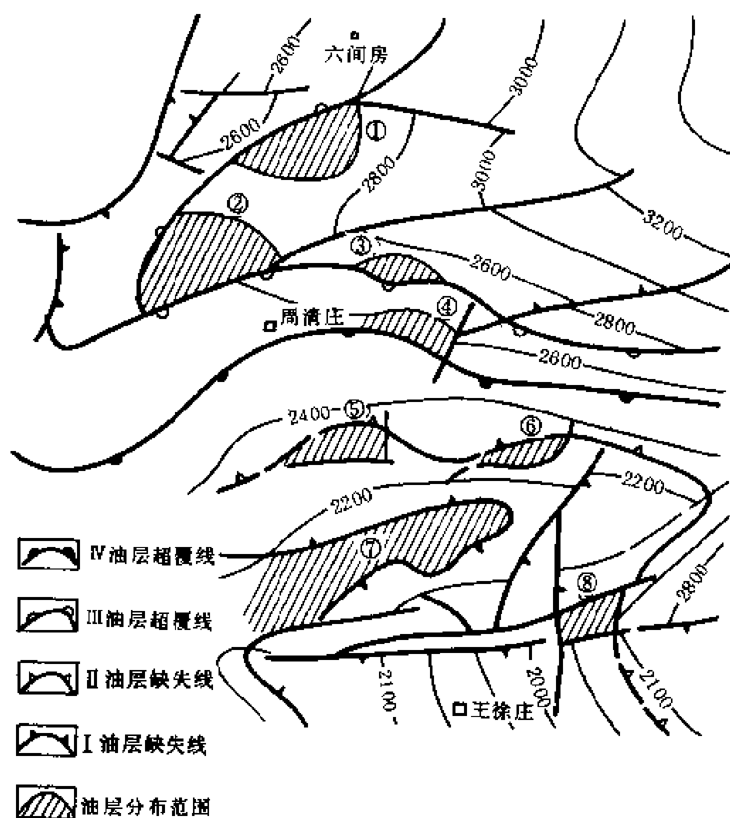


图 11－16 粒屑灰岩岩性油气藏集聚带实例图

——以周清庄—王徐庄粒屑灰岩岩性油气藏集聚带为例

油藏名称：①周清庄；②歧 25；③歧 93；④歧 26；⑤歧 49；⑥歧 647；⑦王徐庄；⑧歧 15

（据大港石油管理局资料，1991，改编）

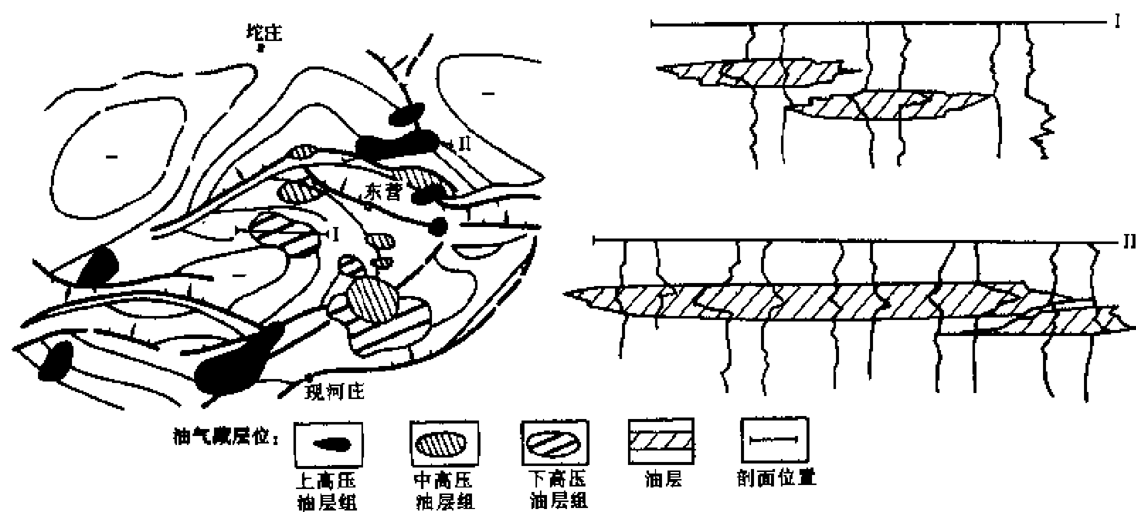


图 11－17 透镜状砂岩体油气藏集聚带实例图

——以东营凹陷沙三段(E_2s_3)浊积岩砂体油气藏集聚带为例

（据胜利石油管理局地质科学研究院资料，1991，改编）

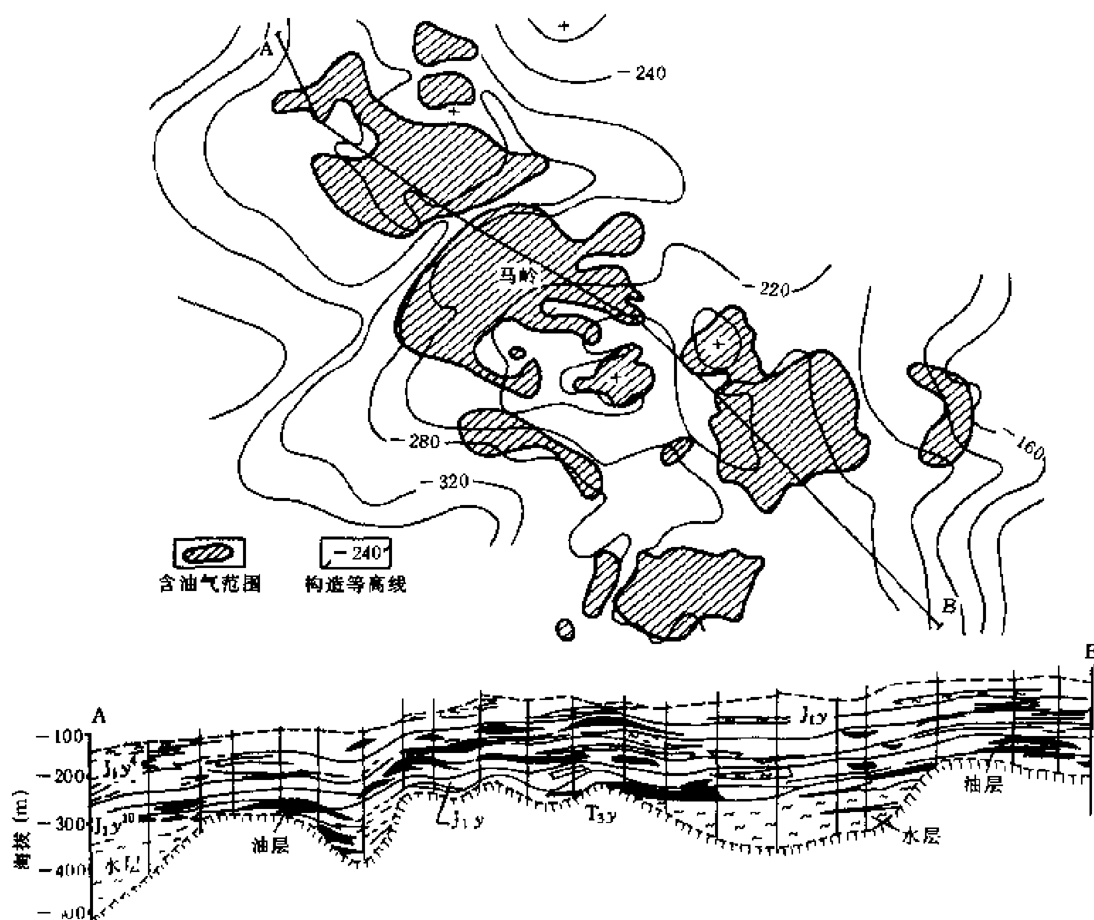


图 11-18 古河道砂岩体油气藏集聚带实例图
——以鄂尔多斯盆地马岭油气藏集聚带为例
(据长庆石油勘探局勘探开发研究院,1992)

南马庄—河间和何庄—深西等。

2. 超覆油气藏集聚带

以地层超覆油气藏为主。潜江凹陷钟市油气藏集聚带(图 11-20)可作为典型代表。

钟市地层超覆油气藏集聚带,位于潜江凹陷西北部,为一个鼻状构造带,由东、西两个局部构造高点组成。在水进条件下,潜江组($E_{2-3}q$)自下而上逐层超覆在荆沙组(E_2j)断阶侵蚀面之上,由荆沙组形成底板遮挡层。加之本区又处于三角洲砂体前缘带,形成潜四段超覆油气藏为主,潜二、三段岩性油气藏为辅的油气藏组合。随着潜江组自下而上逐层超覆,构造部位愈高,含油气层位愈新,上部以潜二段油层为主,中部以潜三段油层为主,下部以潜四段上部油层为主。由此形成不同层系众多油气藏和众多类型组成的叠瓦连片分布的油气藏集聚带。

3. 不整合油气藏集聚带

这是一种以地层不整合油气藏为主,地层超覆、古潜山、断块-岩性油气藏为辅的油气藏集聚带。如渤海湾盆地曙光、欢喜岭和金家等油气藏集聚带(图 11-21)。

这类油气藏集聚带主要分布在盆地斜坡带边缘。现以辽河坳陷辽西凹陷西部斜坡曙光油气藏集聚带为例简述于后。

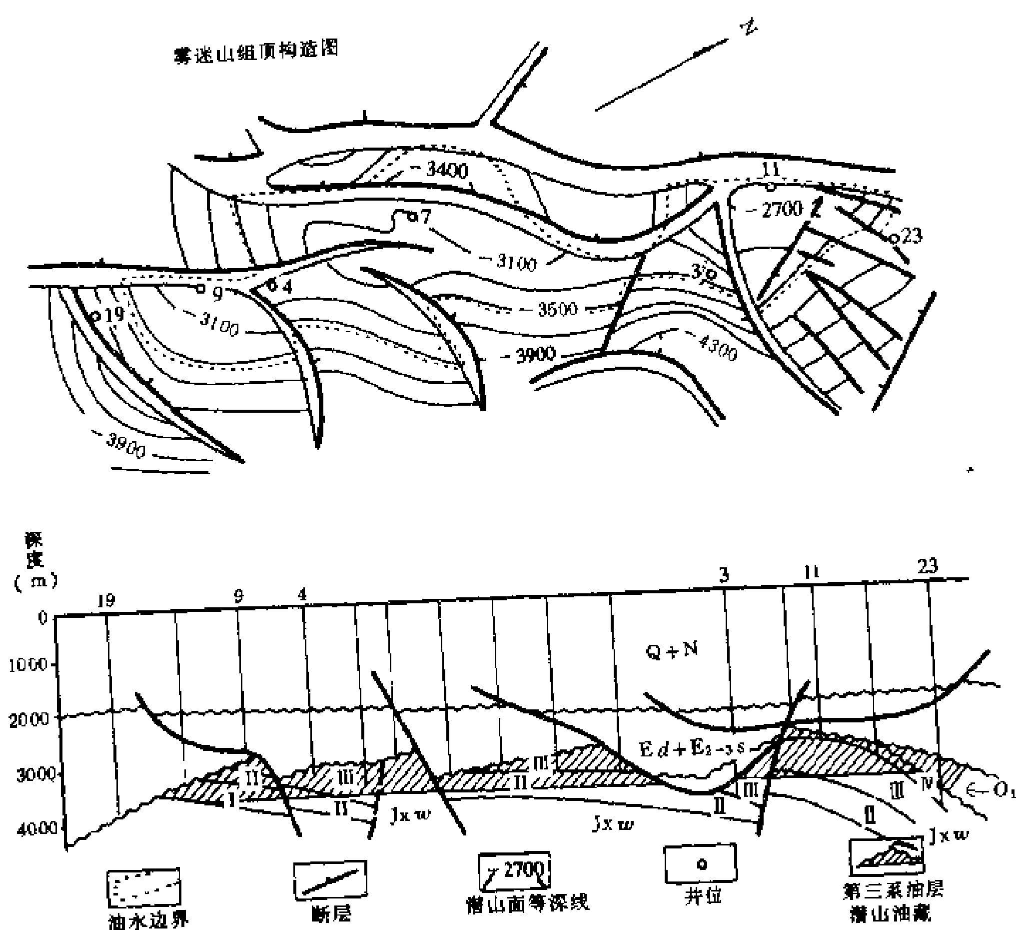


图 11-19 潜山油气藏集聚带实例图

——以渤海湾盆地冀中坳陷饶阳凹陷任丘潜山油气藏集聚带为例

注:图中 I — IV 为雾迷山组内的细分层

(据华北石油管理局勘探开发研究院资料,1988)

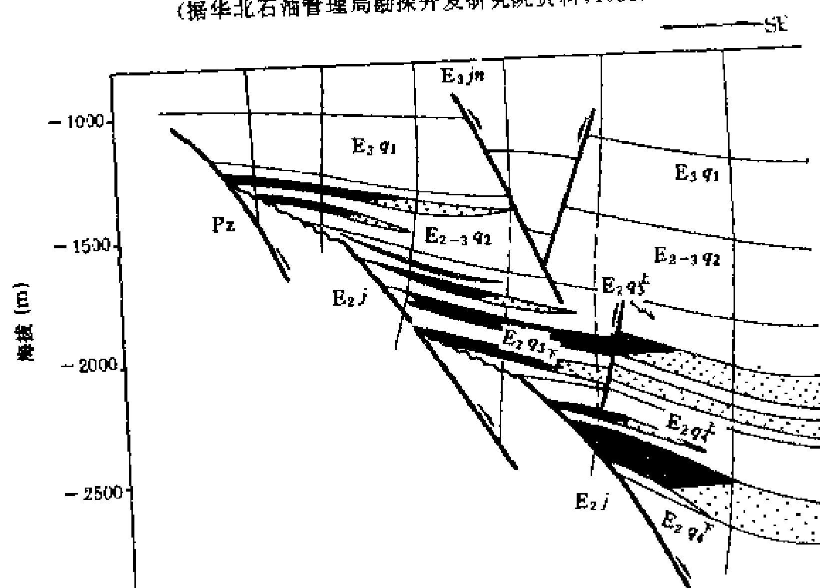


图 11-20 超覆油气藏集聚带实例图

——以江汉盆地潜江凹陷钟市油气藏集聚带为例

(刘玉英等资料,1987,改编)

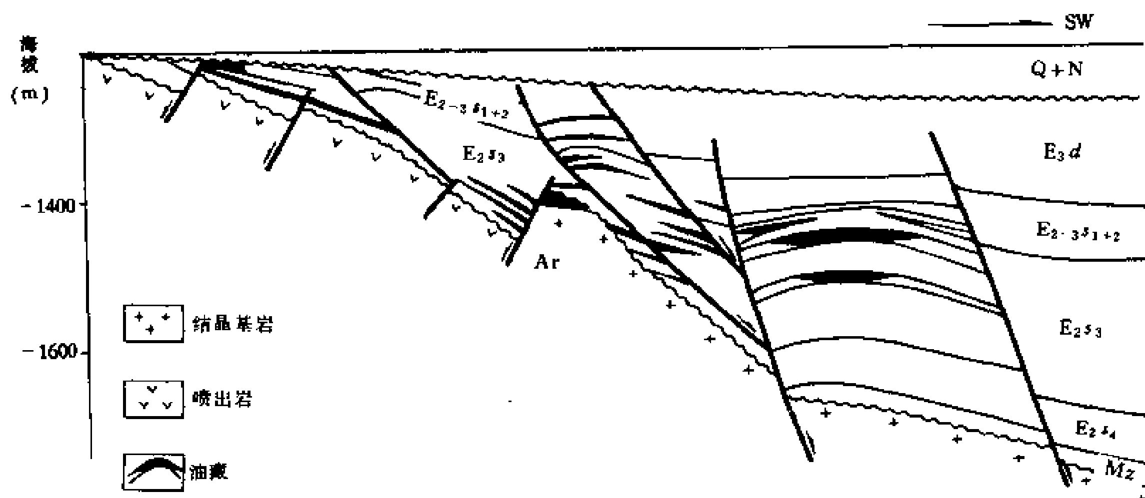


图 11-21 地层不整合油气藏集聚带实例图
——以辽河坳陷西部凹陷西部斜坡曙光油气藏集聚带为例
(据辽河石油勘探局资料,1987,改编)

西部斜坡是一个早期沉降、后期抬升的斜坡带,具有下超上剥的特点。早第三纪早期沙四段(E_2s_4)上部至沙三段(E_2s_3)中部沉积时,湖盆水体逐渐扩大,以超覆沉积为主。沙三段上部至东营组($E_2s_3-E_3d$)沉积期湖盆逐渐缩小,有利砂岩相带的位置自下而上依次向东迁移。东营组沉积末期断陷西斜坡翘倾抬升,边缘部分遭受不同程度的剥蚀,后为上第三系砂砾岩不整合覆盖。

沙四段杜家台油层为主力油层。主要为不整合油藏,并被断层切割。沙一、二段($E_{2-3}s_{1-2}$)油层与馆陶组 N_1g 砂砾岩不整合接触,油气来自下倾方向生油区,沿不整合面和馆陶组砂砾岩向上运移,遭受氧化,形成软沥青封堵不整合油藏。次要油藏有前沙四段的潜山油藏和沙三段的断层-岩性油藏。

四、复合油气藏集聚带

复合油气藏集聚带是产生在地质构造复杂的含油气盆地中的一种特定的油气藏集聚形式。它是有成因联系的多层系、多油气源、多油气藏类型的集聚体。复合油气藏集聚带中的单个油气藏的空间排列形式有三种:一是上下叠置呈楼房式,二是横向连片的叠瓦式,三是不连续的星罗棋布式。实际上,在一个复合油气藏集聚带内往往是三种方式兼备,至少也包括了其中两种组合方式。

复合油气藏集聚带的组合类型很多,下面仅列举最常见的三种典型。

1. 断裂构造复合油气藏集聚带

该带发育于盆地或凹陷构造和沉积比较复杂的部位。典型例子如北大港断裂构造带组成的复合油气藏集聚带(图 11-22)。

北大港复合油气藏集聚带位于黄骅坳陷中区,被北东和北西向两组断裂切割,组成一个地垒型断裂构造带,面积达 600km²。它地处板桥和岐口两个生油凹陷之鞍部,又处于多个沉积体系交汇部位,油源充足,形成多套生储盖组合。在纵向上不同层系多种储集岩性油气层相互叠置;平面上在断裂构造带不同部位形成了多种类型油气藏,如在主断裂下降盘发育一系列逆牵引背斜(马东、马西)和鼻状构造(白水头、唐家河、六间房、周清庄和翟庄子等),环绕北大港构

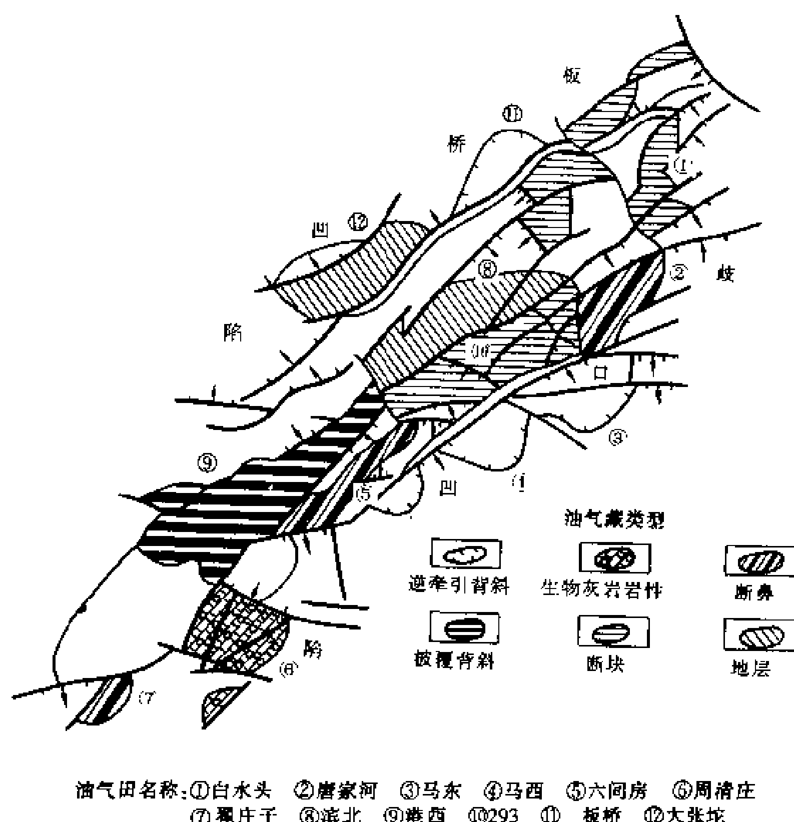


图 11－22　断裂构造复合油气藏集聚带实例图
——以渤海湾盆地黄骅坳陷北大港断裂构造复合油气藏集聚带为例
（据大港石油管理局资料，1992，改编）

造带呈裙边状分布；在断裂构造带高部位分布港西上第三系披覆背斜油气藏、古生界砂岩和碳酸盐岩潜山油气藏以及 293 地区和滨北反向屋脊断块油气藏；在倾没部位，发育沙河街组岩性上倾尖灭油气藏。在北部大张坨断裂带下降盘形成沙河街组逆牵引背斜和岩性凝析油气藏。在该构造带有上第三系明化镇组（$N_{1-2}m$）、馆陶组（N_1g）、下第三系东营组（E_3^1d）、沙一段（E_3s_1）上中部、沙一段下部、沙二、三段（E_2s_{2-3}）和古生界石炭-二叠系、奥陶系等 9 套含油气层系，组成了多套含油气层系和多种类型油气藏叠合连片的油气藏集聚带。

2. 逆冲断块-地层为主复合油气藏集聚带

该带在中国西部地区较为常见，是由一系列逆冲断块体与地层等多类型组成的大规模复合油气藏集聚带。克拉玛依—乌尔禾油区为其典型代表（图 11－23）。该带主体由北东向展布的红—车、克—乌、乌—夏断裂带组成，长 250km，宽 20km，断裂水平滑动 9～25km。该带有三种构造型式，即简单冲断式掩伏构造、复式冲断掩伏构造及叠瓦扇式掩伏构造。有四类含油气领域：

1）冲断席前沿，广泛发育有背斜、断鼻及地层-岩性油气藏；

2）前缘断阶带，也称二台阶区，由被切割的叠加断片组成的封闭性断块为主油气藏，横向上连片，纵向上各层系叠置，为油气最富集地区；

3）冲断体内幕，指被推举的石炭系，主要形成基岩断块油气藏；

4）推覆体顶部，主要分布地层超覆和不整合油气藏。

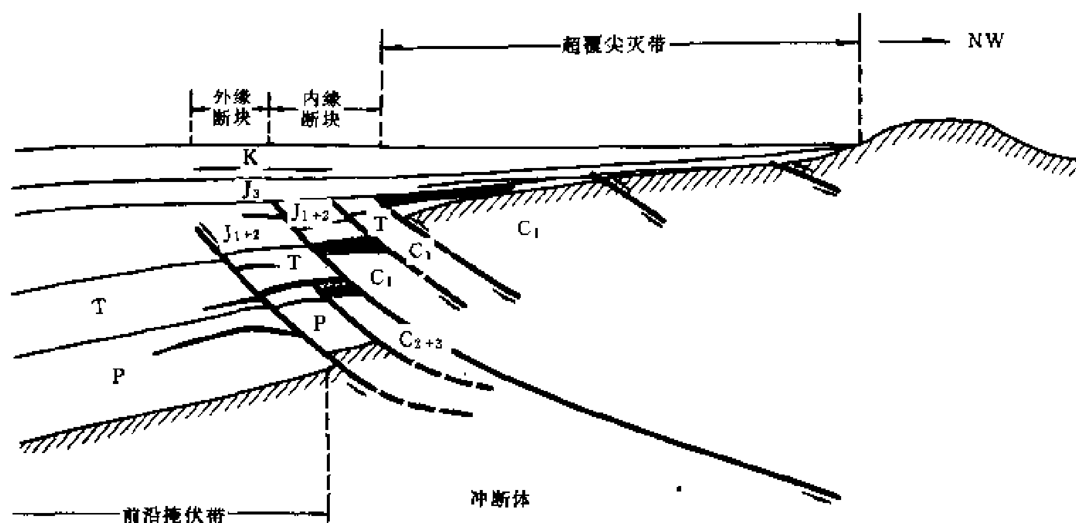


图 11-23　逆冲断块-地层为主复合油气藏集聚带实例图

——以准噶尔盆地克-乌断裂冲断带复合油气藏集聚带为例

（据新疆石油管理局石油勘探开发研究院资料，1993，补充）

3. 古隆起为主导的复合油气藏集聚带

该带形成于古隆起背景上，以塔里木盆地轮南油气藏集聚带（图 11-24）为例，论述如下。

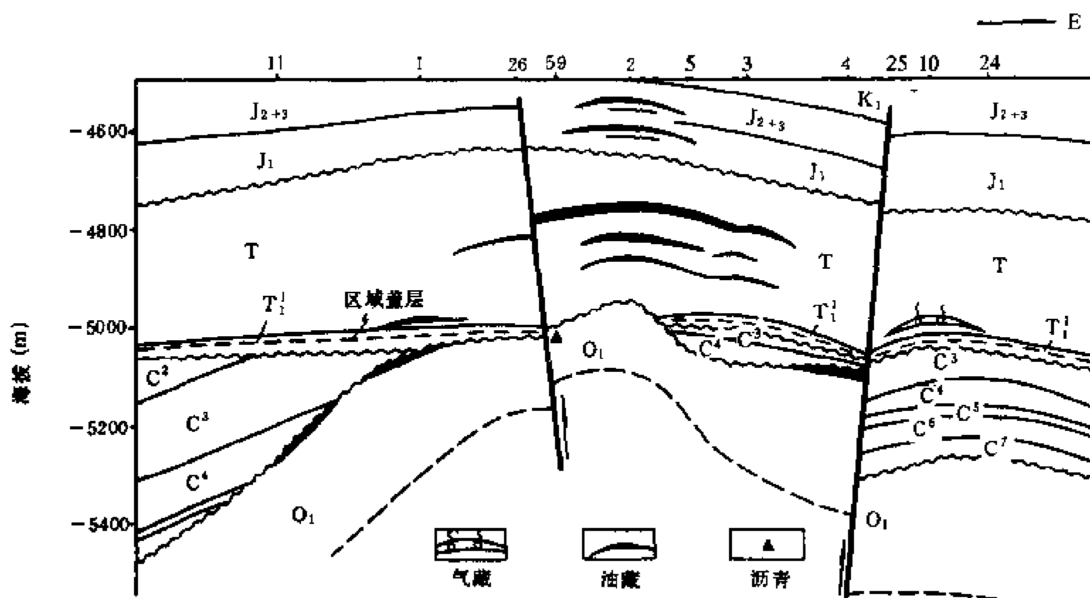


图 11-24　古隆起为主导的复合油气藏集聚带实例图

——以塔里木盆地轮南古隆起复合油气藏集聚带为例，

注：C^2 等为地区性生产细分层代号

（据李小地、周兴熙资料，1995，补充）

轮南复合油气藏集聚带位于塔里木盆地北部古隆起中段，整体上为一下古生界断垒隆起

3)由断陷期形成的一套烃源岩，在剖面上组成三套含油气结构层系(图 11－25)。

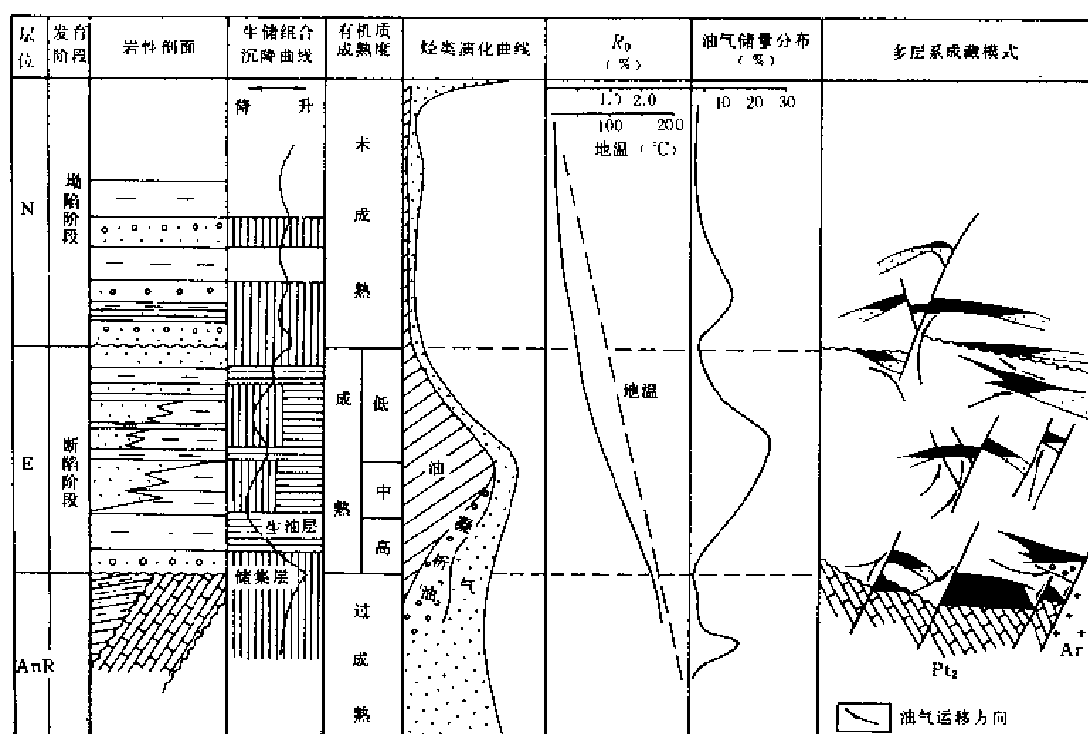


图 11－25 渤海湾盆地多含油气结构层系示意图

而松辽盆地的白垩纪沉积，虽然也经历断陷→坳陷→回返三个沉积阶段，但由于成盆期主要烃源岩沉积阶段为晚白垩世坳陷阶段，其油气在剖面上的分布与上述东部渤海湾等盆地明显不同：

1)整个盆地成为上白垩统统一的含油气系统；

2)湖盆范围广阔，发育巨厚的烃源岩系，各类砂岩直接楔入其中，形成以自生自储为主的成藏组合；

3)多含油气结构层系的成因和特点与上述断陷含油气盆地有很大差别(图 11－26)。

在中国西北地区的准噶尔、塔里木、吐-哈及柴达木等盆地，其陆相盆地沉积发育的主要特点是，坳陷发育阶段持续的时间长，具多沉积旋回，如准噶尔盆地，自晚二叠世末向坳陷转化，坳陷沉积阶段经三叠、侏罗纪一直持续到白垩纪末，相应地形成二叠系、三叠系、侏罗系和第三系等四套生油气岩系，五套含油气结构层系。这类盆地的多含油气结构层系的基本成因是多套烃源岩。

中部地区的鄂尔多斯和四川盆地，其陆相沉积的发育阶段和油气分布，总体上具有上述东、西两部的过渡性质(图 11－27)。古生界海相(或海陆交互相)和上三叠统与侏罗系陆相组成盆地的两个含油气体系及多含油气结构层系。

(2)平面上油气藏环绕生油气中心分布

1)沉积、构造因素控制油气藏环绕生油气中心分布

陆相含油气盆地或凹陷自成一个独立的沉积单元、油气生成单元和成藏单元。在其中发育有冲积相、河流相、三角洲相、滨浅湖及深湖等相带沉积，相带窄而变化快，彼此交错重叠，形成了有成因联系的多生储盖组合。

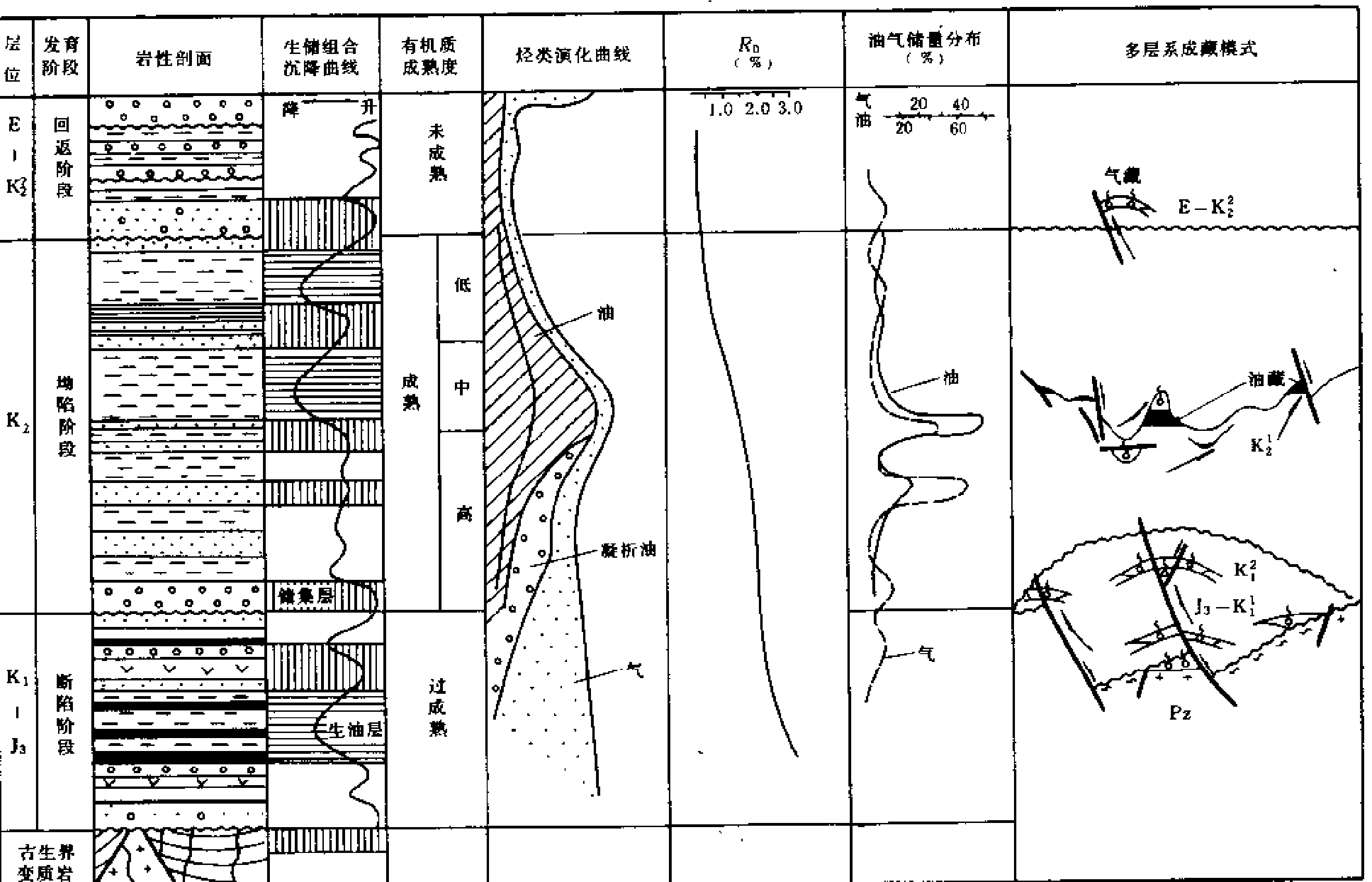


图 11－26 松辽盆地多含油气结构层系示意图

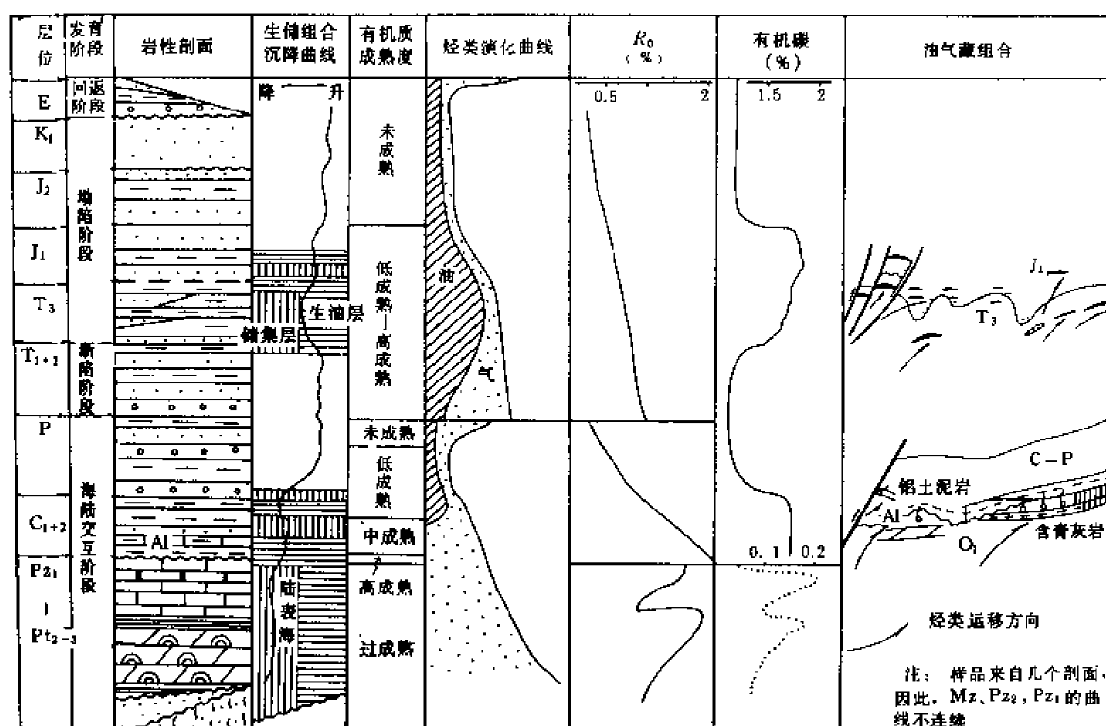


图 11－27　鄂尔多斯盆地多含油气结构层系示意图

（据高维亮，1994）

多周期的构造活动，在生油气凹陷及其周缘形成各类断裂带、超覆带、不整合带、尖灭带、逆牵引背斜带、披覆背斜带、拱升背斜带，成为油气就近聚集成藏的重要条件。

陆相沉积连通性差，油气经短距离运移，就近进入了本凹陷中各种类型的圈闭带，形成各种类型油气藏。

上述这些就是陆相生油气凹陷成为控制油气藏分布的基本因素。

2)油气藏围绕生油气中心呈环状分布的特点

油气藏在生油气凹陷中呈环状分布，这是总特点。具体到一个生油气凹陷，“环”的形态和数量差别很大。一般讲，油气资源丰富的凹陷“环”多，油气资源少的凹陷“环”少，甚至只有半“环”。这与生储盖组合及圈闭的发育程度有关，也与勘探程度有联系。只有在高勘探程度的凹陷中，“环”的真实数量方能充分显示出来。油气藏围绕生油气中心呈环状分布的特点在勘探程度较高的盆地或凹陷最为明显，如东营凹陷。

东营凹陷油气藏围绕生油气中心呈“四环一带”分布(图 11－28)：

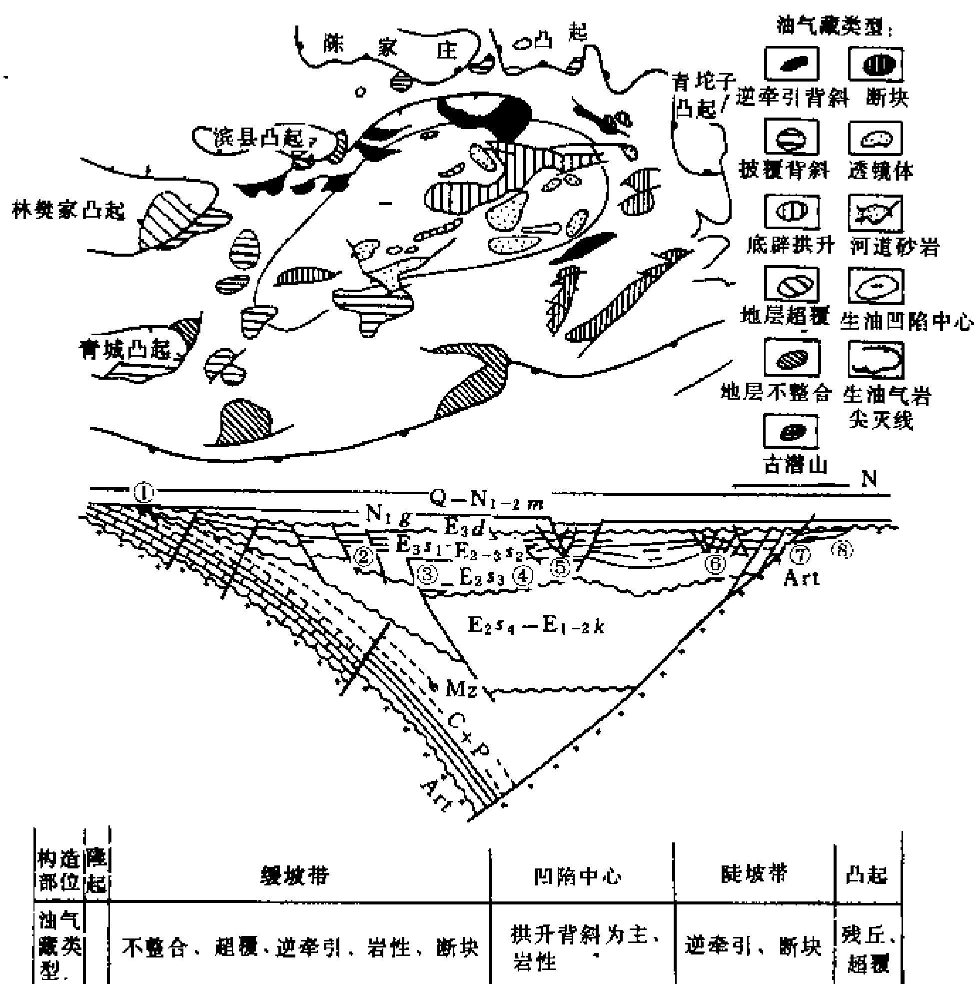
①凹外环，主要为上第三系超覆、披覆背斜及残丘潜山油气藏等，组成若干油气藏集聚带。

②凹边环，主要有下第三系超覆、不整合、披覆背斜、断块山油气藏等，组成若干油气藏集聚带。

③洼侧环，以逆牵引背斜为主，断块、水下扇砂体以及断鼻油气藏为辅，组成若干油气藏集聚带。这是油气最为富集的一“环”。

④洼槽环，主要有沉积扇砂体、浊流水道砂体、前三角洲倾斜透镜状砂体、底积层透镜状砂体油气藏。

⑤一带(中央拱升背斜带)，主要由断块及岩性油气藏组成油气藏集聚带(图 11－28)。



构造部位	隆起	缓坡带	凹陷中心	陡坡带	凸起
油气藏类型		不整合、超覆、逆牵引、岩性、断块	拱升背斜为主、岩性	逆牵引、断块	残丘、超覆

图 11－28　东营凹陷油气藏环状分布简图

编号注释：　①—地层不整合油藏；②—断块油藏；③—构造-岩性油藏；④—岩性油藏；⑤—塑性拱张背斜油藏；⑥—滚动背斜油藏；⑦—构造-地层超覆油藏；⑧—潜山残丘油藏

（据胜利石油管理局资料，1993，改编）

3）多生油气中心包围的大型圈闭集聚带，往往形成大油田

一个生油气凹陷，往往发育有若干烃源岩相对厚度大的油气生成中心，被这些中心包围的圈闭带，其形成常常早于或同步于油气生成运移期。由于多方向供油气，加之该类圈闭的储集体与烃源岩相互交叉，生储油岩接触面积广，供油气面积大，故油气聚集系数高。如饶阳凹陷任丘特大型潜山油气藏，东有马西，西北有鄚西、任西，南有河间西等下第三系生油气洼陷供给油气，其含油高度占闭合高度一半，油气储量占全饶阳凹陷的 80%，成为中国储量最大的潜山油气藏。

又如北大港油气藏集聚带，夹持于歧口和板桥生油气凹陷之间，使其油气十分丰富。在背斜带顶部、周边形成多种类型的油气藏，成为黄骅坳陷油气最为富集的复合油气藏集聚带（参见图 11－22），其储量占整个黄骅坳陷储量的 70%。

再如，以坳陷型含油气层系为主的松辽盆地，在分布有烃源岩的坳陷中央区，发育的长垣背斜带形成了大庆特大型含油气带，其储量占盆地总储量的 90%。

2. 海相地层油气分布特征

中国海相地层也有多旋回、多含油气层系的特点。一个完整的沉积旋回往往由海进、稳定沉积和海退三阶段组成，并主要在海进—稳定沉积阶段形成烃源岩，海退阶段则有利于储集层的沉积。图 11－29 反映了四川盆地海相烃源层、储集层与沉积旋回的关系。

中国海相地层由于时代老、埋深大，经过多次构造运动改造，含油气系统具有多次生烃、多期成藏、多次破坏、改造、调整、晚期成藏以气为主的特点。

在平面上，油气藏分布主要与古隆起带紧密相关。如塔里木盆地，油气藏在塔北、塔中隆起上富集；鄂尔多斯盆地，在中央隆起带上，分布有中部奥陶系大气藏；在四川盆地，天然气藏分布与龙女寺—威远、华蓥山及泸州古隆起有一定关系。

二、油气藏分布模式

不同类型盆地的不同构造部位，由于地质结构、沉积历史和圈闭成因等条件的差异，有不同类型的油气藏类型组合，形成一定模式。下面按不同类型盆地，分述其分布模式。

1. 伸展型(裂谷)含油气盆地

(1)断陷期为主的含油气盆地

渤海湾、南襄、苏北、江汉和北部湾等盆地属于此类。

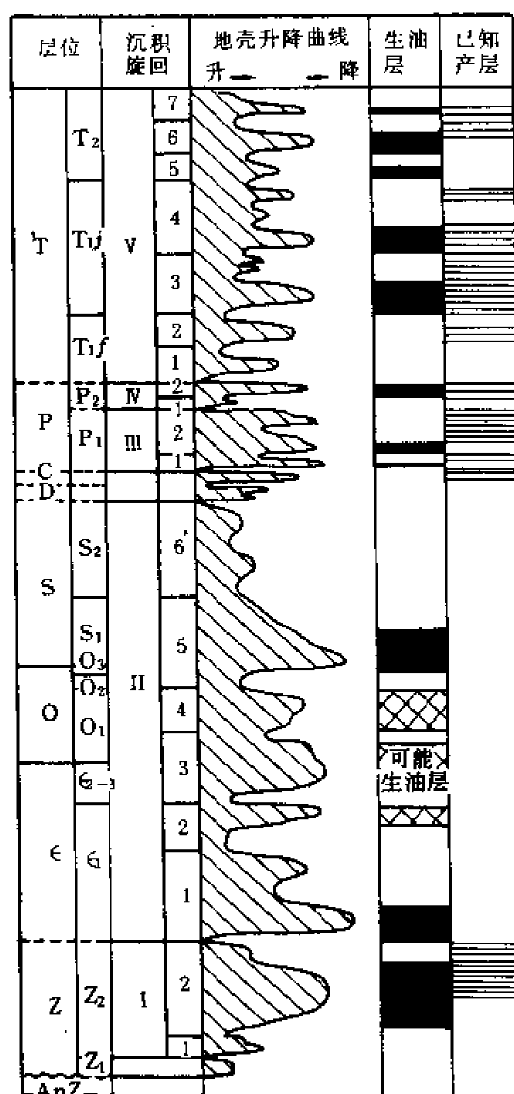


图 11－29　四川盆地海相烃源岩、储集岩与沉积旋回关系图
(据四川石油管理局勘探开发研究院，1989，改编)

在剖面上，中间含油气结构层系，成油条件优越，储盖组合条件好，油源近，运移距离短，圈闭发育，油气充注程度高，形成多种类型油气藏，有逆牵引背斜、披覆背斜、底辟拱升背斜、断鼻、断块、岩性、地层超覆和地层不整合等，如辽西、东营、东濮、泌阳、歧口、板桥等凹陷和北部湾盆地。下含油气结构层系主要形成各种类型潜山油气藏，如渤海湾盆地的饶阳、霸县、大民屯、车镇等凹陷及北部湾盆地。上含油气结构层系，由于晚第三纪构造活动强烈，在凸起和隆起边缘以及同生大断裂附近，断层沟通下第三系烃源岩与上第三系储集层，形成上第三系逆牵引背斜、披覆背斜及地层超覆油气藏，如歧口、沾化和惠民等凹陷，油气富集程度也比较高。但大多数油气藏，由于埋藏浅，遭受不同程度的氧化和生物降解作用，油质重。

在平面上，一个凹陷，一般包括三个构造单元，即陡坡带、深陷带和缓坡带。每个带都有其常见的油气藏组合。

陡坡带是凹陷的深陷带与凸起的相连部位，坡度陡而狭窄。靠近物源，水下扇和冲积扇发育，相带窄而变化更大，断层发育，同生断裂下降盘往往形成逆牵引背斜带。上升盘断块圈闭和

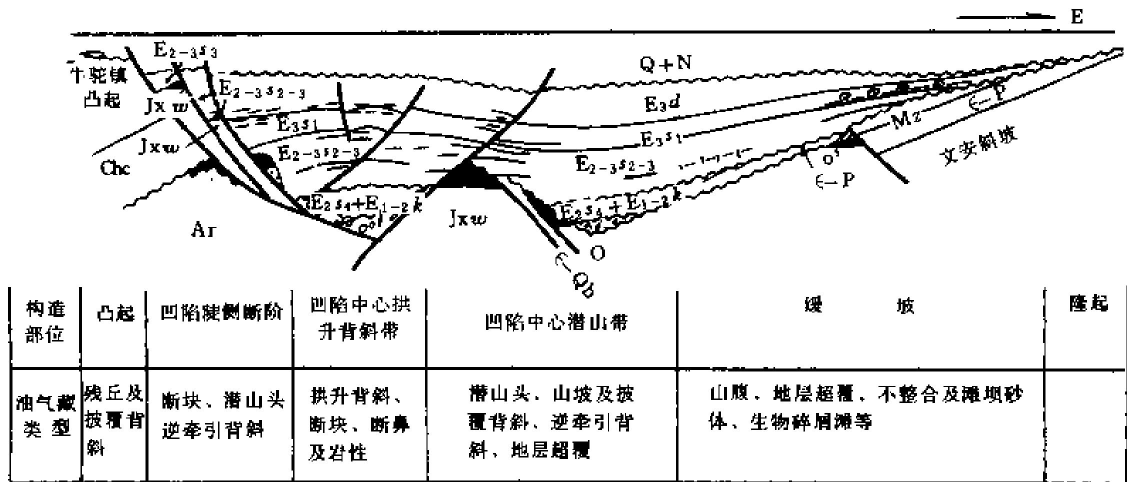
地层型圈闭发育，油源条件好，有利于形成相应类型油气藏。在与凸起相邻的边缘地带，分布地层超覆油气藏、潜山油气藏、断块、断阶-岩性油气藏；在与深陷带相邻部位发育逆牵引背斜油气藏和岩性上倾尖灭油气藏。

深陷带是凹陷内烃源岩最发育地带，形成油气富集程度高的油气藏。主要有潜山块状油气藏、披覆背斜油气藏、挤压背斜油气藏、底辟拱升背斜油气藏和透镜状等各种类型岩性油气藏等。

缓坡带为凹陷中基底缓倾部位。该带的沉积盖层逐次向上倾方向变薄，并往往发育与基底倾向相反的反向断层和顺向同沉积断层，在其边缘分布地层不整合油气藏或沥青封闭不整合油气藏。在低部位同生断裂下降盘发育逆牵引背斜油气藏、断层-岩性油气藏和地层超覆油气藏。在其中间部位分布披覆背斜油气藏、潜山油气藏和粒屑灰岩岩性油气藏。按成因，缓坡带可分为沉积斜坡、构造斜坡和构造-沉积斜坡，各有其相应的油气藏类型。

由于凹陷发育历史、活动强度等不同，导致不同类型凹陷油气藏分布模式差异。大体可归结为三种。

1)长期继承性凹陷：凹陷开始于早第三纪早期，在主要成盆时期，断块升降幅度较大，凹陷面积大，沉积烃源岩分布广，母质类型好，储集岩体类型多，同沉积构造发育，在其中、低部位，以逆牵引背斜和底辟拱升背斜油气藏为主。在盆地边缘发育大量地层超覆和地层不整合油气藏，次为断层、岩性油气藏。油气主要富集在中部含油气结构层系中。如东营(图 11 - 28)及东濮、饶阳、霸县和辽河东部等凹陷；而饶阳、霸县凹陷由于位于渤海湾盆地西部边缘带，具有以潜山油气藏为主分布模式，如图 11 - 30。



构造部位	凸起	凹陷陡侧断阶	凹陷中心拱升背斜带	凹陷中心潜山带	缓坡	隆起
油气藏类型	残丘及披覆背斜	断块、潜山头逆牵引背斜	拱升背斜、断块、断鼻及岩性	潜山头、山坡及披覆背斜、逆牵引背斜、地层超覆	山腹、地层超覆、不整合及滩坝砂体、生物碎屑滩等	

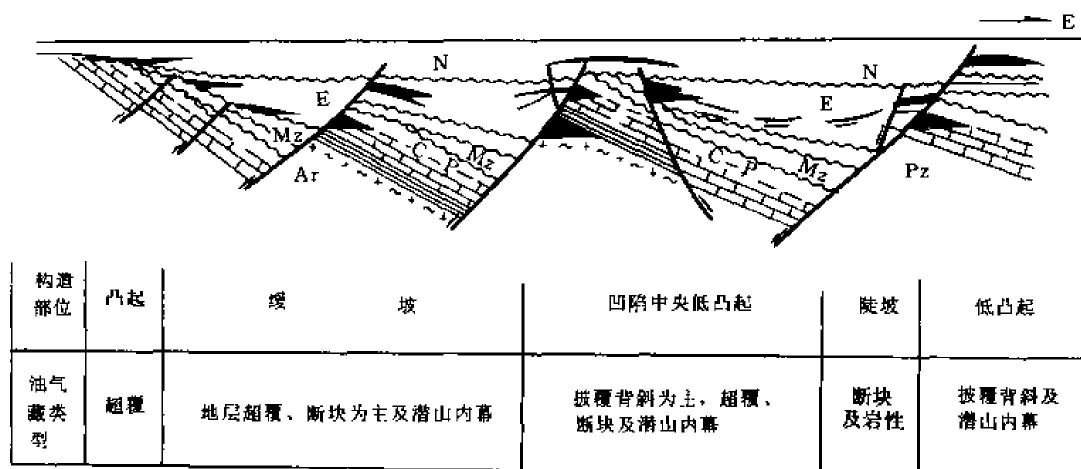
图 11 - 30 渤海湾盆地边缘区长期继承性凹陷以潜山为主油气藏的分布模式图

——以冀中坳陷为例

(据高维亮，1988)

2)中晚期发育的凹陷：这些凹陷发育于早第三纪晚期沙一期—东营期(E_3s_1—E_3d)。在主要成盆时期基岩块断体翘起相对较高部位，仅接受部分渐新统超覆沉积，围绕生油气凹陷，形成了以披覆背斜油气藏为主，辅以岩性和潜山油气藏的展布模式。油气主要富集在上部含油气结构层系中。形成下生上储油气藏，如沾化凹陷(图 11 - 31)。

3)早凹后抬凹陷：这是一种早第三纪早期发育后期抬升的凹陷。这种类型凹陷分布在如渤



构造部位	凸起	缓坡	凹陷中央低凸起	陡坡	低凸起
油气藏类型	超覆	地层超覆、断块为主及潜山内幕	披覆背斜为主，超覆、断块及潜山内幕	断块及岩性	披覆背斜及潜山内幕

图 11－31　早第三纪中晚期发育的凹陷油气藏分布模式图
——以渤海湾盆地沾化凹陷为例

海湾等大盆地边部。如辽河西部凹陷、大民屯凹陷、廊-固凹陷以及南襄盆地泌阳凹陷等。其特点是在缓坡和深陷带，油气藏类型比较单一，主要分布有地层、岩性及潜山油气藏。

(2)坳陷期为主的含油气盆地

典型代表是松辽盆地。在剖面上，有四套含油气结构层：褶皱基底结构层、断陷期结构层、坳陷期结构层和回返抬升期结构层。在断陷期结构层，受块断升降运动控制，局部构造以同沉积披覆背斜和断块为主，地层明显顶薄翼厚，油气藏以披覆背斜、断鼻、断块为主，还发育有地层超覆和构造、岩性油气藏。坳陷期结构层受两侧挤压力影响，油气藏以背斜型为主，次为断块、断鼻、岩性油气藏。

坳陷期结构层是本盆地的最重要含油气结构层系，抬升回返期结构层，仅在局部有盖层分布、又有断距较大的断层为运移通道的地区，在断层附近形成断鼻次生油气藏(如红岗油气田明水组(k_2m)气藏。在褶皱基底结构层中仅在花岗岩风化壳中获工业气流。

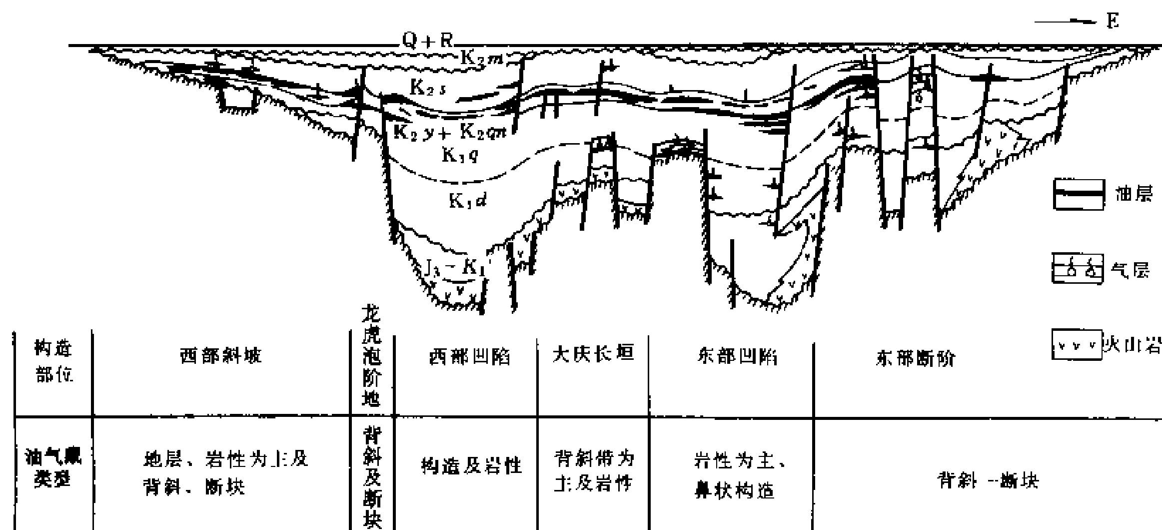
在平面上，在坳陷盆地中央发育有大型大庆背斜油气藏集聚带，其两侧分布有断层-岩性规模较小油气藏；在盆地东部分布数排断裂背斜和穹隆背斜，与泉头组(K_1q)砂岩体相配合，形成了肇东一朝阳沟、五站一长春岭和扶余一木头等多油气藏类型分布区；在西部斜坡带，形成背斜构造、断鼻构造和断块-岩性等类型油气藏；在盆地边缘带分布地层超覆重质稠油藏.如富拉尔基重质稠油藏和干气藏。此外，在生油气凹陷内部，还发育有众多的透镜状岩性油气藏如模范屯、宋芳屯、榆树林等(图 11－32)。

2. 压陷含油气盆地

压陷型盆地在中国西北地区分布广泛，如准噶尔、塔里木、吐-哈、酒泉等。以准噶尔(图 11－33)、塔里木两盆地为代表阐述如下：

(1)准噶尔盆地

基底结构层系中发现了下石炭统油气藏，储集层为中基性火山岩与粗碎屑岩不等厚互层，由于风化淋滤和断裂作用，溶蚀孔和微裂缝发育。油气藏类型以地层不整合、潜山为主。断陷期含油气结构层系发现了背斜油气藏、断块油气藏和背斜-不整合油气藏等，如盆地东部火烧山油田。三叠系为坳陷早期含油气结构层系，发现有断块、断层复杂化背斜及地层不整合油藏。侏罗一白垩系属坳陷晚期含油气结构层系，在克拉玛依九、十区及乌尔禾一夏子街，发现了地



构造部位	西部斜坡	龙虎泡阶地	西部凹陷	大庆长垣	东部凹陷	东部断阶
油气藏类型	地层、岩性为主及背斜、断块	背斜及断块	构造及岩性	背斜带为主及岩性	岩性为主、鼻状构造	背斜-断块

图 11-32　坳陷期为主含油气盆地油气藏分布模式图

——以松辽盆地为例

（据大庆石油管理局勘探开发研究院资料，1993，修改）

层超覆、断块油气藏，在南缘发现了齐古背斜油气藏。第三系属回返褶皱期含油气结构层系，在盆地南缘发现了独山子背斜和背斜-岩性油气藏。

在平面上(图 11-33)，南缘为挤压背斜油气藏和构造-岩性油气藏；西北缘为地层超覆、不整合、断块、潜山和岩性等油气藏；盆地中部可能为背斜、地层超覆油气藏。二叠系、三叠系生油岩埋藏深，已进入高成熟和过成熟演化阶段，平面上油气藏相态分布序列为：盆地边缘为沥青和重质稠油，斜坡带分布常规油气藏，斜坡倾没部位为凝析油气藏，盆地中部主要为天然气藏。

(2)塔里木盆地

塔里木盆地油气藏有古生界地块型与中、新生界前陆逆冲型两种油气藏组合。

1)古生界油气藏组合。由三带组成：

①隆起区。隆起区发育成对古生代逆断层，使断层间基底隆起，形成下古生界断垒和坡状潜山油气藏，中、新生代的披覆背斜油气藏和上古生界构造-岩性和不整合油气藏。

②斜坡带。下古生界形成背斜油气藏与地层不整合、岩性油气藏等。上古生界有披覆背斜油气藏。

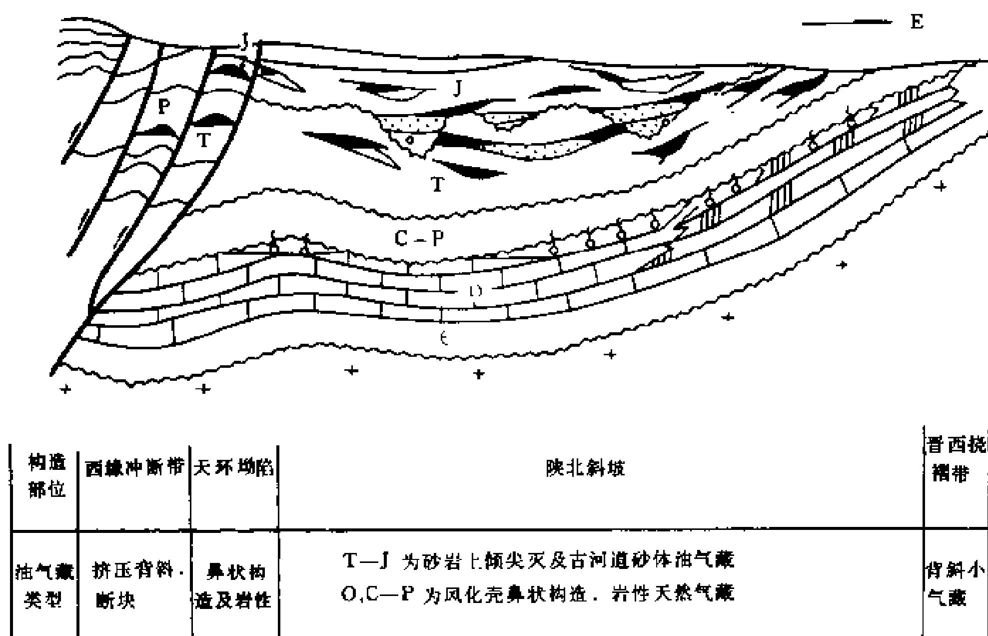
③坳陷带。可能有下奥陶统台地边缘礁滩相岩性油气藏，上奥陶统—泥盆系的浊积岩体、砂岩体油气藏。

2)中、新生界前陆冲断带油气藏组合。也由三带组成：

①前陆逆掩褶皱带。由于强烈的挤压作用，形成多排上下构造不符的逆断挤压背斜。靠近山前，构造形成早，如在盆地北部边缘天山山前褶皱带第一排背斜带上已发现依奇克里克中侏罗统挤压背斜-岩性油藏。前陆坳陷中央，新生代褶皱形成晚，如在盆地西南坳陷昆仑山山前挤压背斜带第二排背斜带上柯克亚已发现了第三系背斜油气藏。

②前陆坳陷区。由于远离造山带，挤压应力减弱，可能形成比较完整的低背斜油气藏。

③前陆隆起区。此带是克拉通斜坡的上部，由于前陆的急速沉降，引起本区张性断裂发育，断层断开的层系都可能含有油气。在基岩及前古生界剥蚀面上可能形成潜山油气藏。中新生



构造部位	西缘冲断带	天环坳陷	陕北斜坡	晋西挠褶带
油气藏类型	挤压背斜．断块	鼻状构造及岩性	T—J 为砂岩上倾尖灭及古河道砂体油气藏 O,C—P 为风化壳鼻状构造．岩性天然气藏	背斜小气藏

图 11－34　鄂尔多斯盆地油气藏分布模式图

系冲断背斜-岩性油气藏。中部陕北斜坡倾没部位鼻状构造带上三叠统烃源岩与下侏罗统河道砂岩体形成下生上储岩性油藏，及上三叠统烃源岩与湖盆周缘三角洲砂体前缘相配合，形成岩性油藏、构造-岩性油藏和透镜状岩性油藏。白垩系及下第三系等为盆地萎缩期沉积，仅见油气显示。

(2)四川盆地

油气藏类型以背斜型占绝对优势。油藏主要分布在川中稳定地块区陆相地层中，属自生自储成藏组合；气藏主要分布在川西、川东、川南及川西南古生界特别是海相石炭系、二叠系、三叠系的低陡或潜伏背斜带中。

根据区域构造、沉积和油气藏形成条件，四川盆地油气藏组合模式具有以下特征(图 11－35)：

1)川西北逆冲断裂带中低背斜气藏区：气藏主要分布在龙门山山前带，由一系列大型逆掩断层组成挤压褶皱带，在褶皱带中段发现的中坝气田，赋存于褶皱带中的一个低背斜。

2)川中平缓背斜一岩性油气藏区：川中平缓带在加里东时期处于隆起部位，印支期和燕山期为北倾斜坡。现今构造受华蓥山背斜带影响，东部抬升较高，向西倾伏，形成由龙女寺、南充、广安、营山、八角场等平缓穹窿背斜为主体的近东西向油气藏集聚带，其间还有一些鼻状构造和小穹窿背斜，如蓬莱镇一大石一一立场背斜油藏。

另外，在磨溪等平缓背斜发现了海相三叠系天然气藏。

3)川西南平缓丘状穹窿背斜气藏区：该区在加里东期处于乐山一龙女寺隆起南翼斜坡，印支期处于泸州隆起北翼斜坡，喜马拉雅期介于威远穹窿与华蓥山断裂带之间，为地堑式凹陷。凹陷东部分布有自流井、兴隆场、邓井关等三排构造带，轴向近北东，为似梳状、箱状和膝状背斜。凹陷中部的兴隆场背斜为平缓丘状穹窿，主要为二叠系、三叠系气藏集聚带。发现有自流井、圣灯山、黄家场、邓井关、观音场等气田。

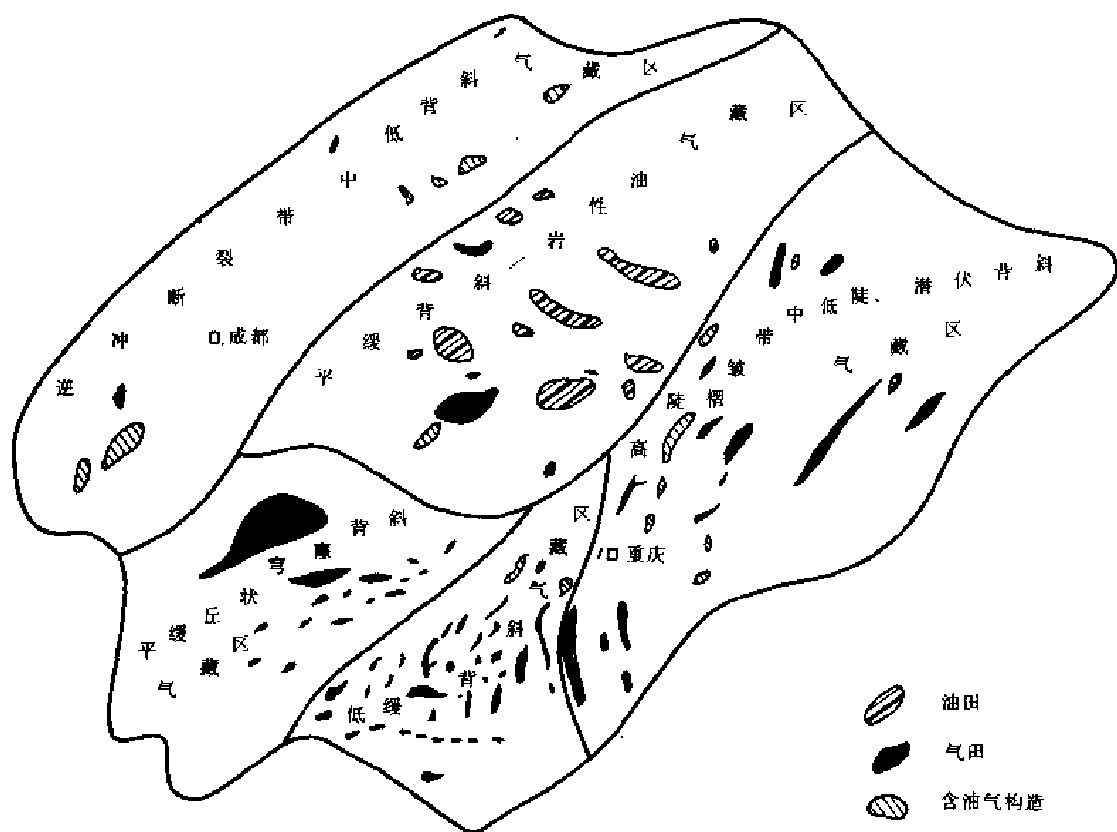


图 11－55　四川盆地油气藏平面分布模式图

4）川东高陡褶皱带中低陡背斜、潜伏背斜气藏区：该区介于华蓥山与七跃山之间，区域上属川东高陡褶皱带，背斜呈北东向展布，核部多已出露三叠系，甚至二叠系。背斜狭窄，向斜宽缓，在其中低缓背斜和潜伏背斜中发现了一系列天然气藏集聚带，产气层位有上三叠统香溪群，中三叠统雷口坡组，下三叠统嘉陵江组、飞仙关组，上二叠统长兴组，下二叠统栖霞组、茅口组，中石炭统黄龙组等。

5）川南褶皱带低缓背斜气藏区：区域构造属华蓥山褶皱带向南呈帚状撒开的川南低陡褶皱带。加里东期为坳陷区，印支期为泸州古隆起的主体部位，是中生代以来的隆起区。现今构造以华蓥山背斜褶皱带为主体，向南逐渐分支，形成几排背斜带。各个背斜带北高南低，北部褶皱强、断层发育，轴部多出露三叠系。向南延伸，褶皱逐渐减弱，断层少，轴部出露自流井组（J_1z）和沙溪庙组（J_2s）。在泸州以南，受盆地南缘娄山断褶带影响，由一系列呈串珠状东西向的穹窿背斜构造组成。已发现有三叠系香溪群（T_3xn）、嘉陵江组（T_1j）、飞仙关组（T_1f），上二叠统长兴组及下二叠统五套产气层，气藏受古隆起制约。围绕隆起，形成以低背斜为主的气藏集聚带。如古隆起南翼的长垣坝串珠状气藏集聚带，隆起西北翼的宋家场、牟家坪、广福坪气藏集聚带和隆起顶部的阳高寺、纳溪、中兴场气藏集聚带。

参 考 文 献[❶]

王尚文等．1983．中国石油地质学．北京：石油工业出版社

❶ 本章内容主要根据中国石油天然气总公司石油勘探开发科学研究院近年来未刊研究成果编写。

王喜双.1995.台北凹陷油藏类型及典型油气藏解剖.见:吐-哈盆地石油地质研究论文集.北京:石油工业出版社.110~117

《大庆石油地质与开发》杂志.1984.中国隐蔽油气藏勘探论文集.哈尔滨:黑龙江科学技术出版社《中国油气聚集与分布》编委会.1991.

中国油气聚集与分布.油气资源评价研究丛书之5.北京:石油工业出版社

中国石油地质委员会编.1985.基岩油气藏.北京:石油工业出版社

中国石油地质委员会编.1986.天然气勘探.北京:石油工业出版社

中国石油学会石油地质委员会编.1990.中国油气藏研究.北京:石油工业出版社

朱水安,徐世荣.1981.河南泌阳凹陷的石油地质特征.石油学报,2(3)

华北石油勘探开发设计院.1982.潜山油气藏.北京:石油工业出版社

李溪滨,姜健衡.1987.准噶尔盆地东部石油地质特征及油气分布的控制因素.石油与天然气地质,8(1)

陈荷立,汤锡元.1983.山东东营凹陷泥岩压实作用及油气初次运移问题探讨.石油学报,4(2)

陈斯忠,钱凯.1982.济阳坳陷地层油藏的特点及其分布规律.石油学报,3(3)

郑瑶芳.1987.高邮凹陷油气分布规律的探讨.石油学报,8(2)

杨万里主编.1985.松辽陆相盆地石油地质.北京:石油工业出版社

杨万里,高瑞琪.1985.松辽盆地陆相油气生成、运移和聚集.哈尔滨:黑龙江科学技术出版社

胡见义,徐树宝等.1984.中国东部第三系含油气盆地岩性油藏形成的地质基础和分布特点.石油学报,5(2)

胡见义,徐树宝等.1985.渤海湾盆地复式油气聚集(区)带形成和分布.石油勘探与开发,12(1)

胡见义,徐树宝等.1986.非构造油气藏.北京:石油工业出版社

胡见义,徐树宝等.1989.中国重质油藏的地质和地球化学成因.石油学报,10(1)

胡朝元,张一伟.1990.油气田勘探及实例分析.北京:石油工业出版社

范成龙.1986.准噶尔盆地油气形成和分布规律.新疆石油地质,(4)

杨俊杰,张伯荣,1988.陕甘宁盆地油区及油气藏序列.石油学报,9(1)

袁明生,王武和,曾晓明.1995.吐-哈盆地成油条件及勘探方向.见:吐-哈盆地石油地质研究论文集.北京:石油工业出版社.11~12

黄第藩,李晋超,张大江.1984.陆相有机质演化和成烃机理.北京:石油工业出版社

翟光明主编.1985.北京石油地质会议论文集.北京:石油工业出版社

潘钟祥.1983.不整合对于油气运移聚集的重要性.石油学报,4(4)

谢恭俭.1981.酒泉盆地西部鸭儿峡变质基岩油藏的形成条件.石油学报,2(3)

Levorsen A I 1975.华东石油学院勘探系译.石油地质学.北京:地质出版社

刘淑萱,徐树宝译.1988.油气聚集带形成地质条件与分布.北京:石油工业出版社.

Hobson G D 1986.周自立等译.石油地质学进展.北京:石油工业出版社

Magoon L B. 1992.杨瑞召等译.含油气系统研究现状和方法.北京:地质出版社

一、复杂的构造

构造的复杂性，从形成含油气盆地和石油天然气地质学角度考虑，主要有以下几个方面。

1. 频繁的裂开—离散和收敛—聚合板块运动，形成了差异明显、类型众多的含油气盆地

古生代中国古陆经历了加里东、海西两次大构造旋回。加里东早期古陆裂开，形成古天山—新蒙洋与秦岭洋。海西构造旋回期蒙古、华北与塔里木陆块重新聚合，古秦岭洋也由西而东闭合，使柴达木、扬子陆块西部与北方大陆拼合。

古生代两大构造旋回的运动方式主要是陆块沿纬向裂开、聚合。裂开期各陆块独立发展演化，因此古生代海相盆地在地质构造上各有特点。特别是南北两区海相盆地差异更为明显。

古生代末中国海相发育史进入尾声，北方海水悉数退出，变为广阔的陆地。

中、新生代中国大地构造运动，进入以板内运动为特征的陆相演化阶段。

中、新生代中国大陆构造事件主要有两个方面。一是大陆内部秦岭洋最终闭合，南、北两大陆块继续发生俯冲挤压；二是在周围发生的板块构造运动，使中国大陆受到了很大影响。

在北缘，稳定的西伯利亚板块始终限制着中国陆块向北迁移。

在东侧，太平洋板块扩张，向西俯冲、消减，使中国东部拉张裂陷，形成一系列裂谷型盆地。

西南侧特提斯洋壳向北俯冲、消减，随之而来的印度板块向北漂浮碰撞，使中国西部挤压、隆升，并发生强烈褶皱。

中国板块处在三大板块的相向运动夹档中(参见图 4－9)，使原有构造发生深刻改造，在原有南北分带的基础上又显现东西分区。

东部地区大量发育以张裂为特征的中、新生代裂谷型盆地；西部地区则发生以挤压为特征的压陷型盆地；中部形成比较稳定的过渡型盆地。每一类型盆地又可分为若干亚类，从而使中国含油气盆地变得极其复杂。

2. 发育多期多组系多类型断裂

如上所述，中国大陆多期的裂开—离散、收敛—聚合运动，引发了纵横交切不同地质时代、不同级次的断裂活动。总的来看，有古亚洲体系、滨太平洋体系和特提斯—喜马拉雅体系等三组和六个方向，即北北东、北东、北东东、北北西—北西、北西西—东西及南北向。

这些断裂构成网络状，呈区域性展布(参见图 4－4)，不少沉积盆地以岩石圈断裂为边界，并控制着盆地沉积建造和演化历史。由这些大断裂引发出来的次一级断裂在盆地内控制各类构造带的发育和展布。

断裂在油气成藏中有重要作用。一是破坏作用，使构造破碎，油气逸散；二是建设作用，特别在东部更为明显。其作用主要有四个方面：其一是沿断裂下降盘形成生油岩沉积凹陷；二是沿下降盘在断裂根部，往往发育所谓“断槽砂体”；其三是构成油气运移通道；其四是形成各类圈闭，如逆牵引背斜、断块等。

3. 构造破碎，古生代海相原型盆地多已面目全非

多期构造运动对中国大陆进行叠加改造结果，使中国古生代海相盆地或褶皱成山，或断裂分割，或拱升和深陷。多数海相盆地已面目全非，目前中、新生代陆相盆地之下的未变质古生代海相地层，多为构造盆地，两者上下叠合形成复合盆地，从而使古生代海相地层含油气情况变得十分复杂。其油气藏分布，已基本脱离海相原型盆地的规律，主要受后期特别是燕山、喜马拉雅期构造运动控制。

中、新生代含油气盆地规模一般很小。单个盆地面积平均为 1.24 万 km^2，有 81%的盆地，面积小于 1 万 km^2，从这个侧面也说明中国构造破碎、复杂。

4. 地层沉积间断长、不整合面多

中国地层沉积不论海相或陆相，沉积间断多而且长，构造的拱升—夷平—坳陷的沉积旋回形成了数量众多的不整合面。比如华北陆块克拉通化是最强的。在中、晚元古生代接受了拗拉槽式沉积，晚元古代后期整体抬升，缺失震旦纪至寒武纪早期沉积，沉积间断期长达2亿多年；当早古生代广泛陆表海沉积后，又整体抬升缺失中奥陶统至下石炭统，沉积间断达150Ma（参见图3－4～3－6）。

沉积间断时间长、次数多，和多次的不整合，对油气成藏有两个方面的影响。一是破坏作用，使烃源岩成熟过程停滞或滞后；已成熟烃类多被逸散，未能成藏；已成藏者因遭受剥蚀、夷削，失去圈闭而遭破坏。目前在全国各地先后都发现了不少古油气藏，这就是佐证。二是建设作用，这就是沉积间断面和不整合面是油气长距离运移的良好通道。不整合面、沉积间断面由于风化淋滤的作用，改善了油气储集性能，如风化壳，特别是碳酸盐岩风化壳，成为重要储集层，从而形成有相当数量和规模的地层不整合和地层超覆油气藏。这在中国陆相地层中屡见不鲜。

二、陆相沉积

陆相沉积发育是中国油气地质的重要特色。虽然在世界上一些国家内的少量地区或个别盆地中也有陆相沉积，但毕竟是局部情况。它与中国从中生代开始，整体进入陆相沉积的情况，是不可比拟的。

从石油天然气地质角度考虑，陆相沉积的特点，主要反映在以下几个方面：

1. 湖盆面积小

虽然从目前沉积盆地的边界线所包括的范围看，有些盆地面积比较大，全国面积大于10万km^2的盆地有15个，但就每个盆地分析，其古地形并非都是一个单一的"盆"，而是由若干个凹陷、凸起所组成。如渤海湾盆地是由47个凹陷组成，凹陷之间湖水一般分隔或者仅以窄谷相通。有些盆地湖水仅在坳陷最深部位分布，如鄂尔多斯盆地早侏罗世时，湖水仅分布在东南一隅，面积为5万km^2。据中国东部地区12个主要含油气盆地统计，沉积时包括了133个湖泊，单个湖泊水体面积大于1万km^2的仅3个，占2%；小于2500km^2的有84个，占湖泊总数的63%，有不少湖泊面积仅几百平方公里。

2. 沉积相类型丰富而相带窄、相变快

在中国，陆相沉积有5大体系，15种沉积相带，进而又分为若干亚相和微相（参见表3－1）。

在大型坳陷型湖盆四周，古地形对陆相沉积体系有控制作用。从盆地周缘到湖盆中心区有五级地形区，即：边缘物源区，山前斜坡及盆地内部隆起区，盆地内部低凸起区，湖滨平原、滨浅湖区及深湖区。从第一级至第五级地形区，形成7个相带，进而又可分出若干亚相，即：冲积扇相、辫状河冲积平原相、曲流河冲积平原相、三角洲分流平原相、三角洲前缘相、三角洲前缘斜坡低部位、前三角洲浊积砂体相以及深湖薄层席状浊积砂体相。各类相带均环绕湖盆中心呈环状展布。

在断陷盆地，古地形变化大。陡坡带坡降大，沟谷连绵，常发育冲积扇、扇三角洲、水下扇；在缓坡带地形平坦，发育辫状河三角洲、水下扇，在其轴向又发育曲流河和三角洲相；在非三角洲岸，则发育滩、坝沉积，相带更窄，分异更差，变化更快。

同一盆地在不同古地理条件下有不同沉积体系；在相似古地理条件下，不同盆地却有相似的沉积体系。盆地发育早期，地形高差大，湖盆水体小，粗碎屑及沼泽、盐湖相发育。盆地发育

中期，湖盆扩张，湖广水深，以发育细碎屑沉积相为主。盆地进入后期，湖浅水小，盆地以河流三角洲、河流冲积平原相为主。

3. 陆相烃源岩主要形成于盆地演化中期

陆相烃源岩，主要形成于湖盆演化中期。其突出特点有三：一是有机质丰度高，一般有机碳含量为1.5%～2%；二是有机母质类型多样，既有腐泥型、腐泥-腐殖型，也有腐殖型，还有煤岩及煤系；三是沉积速度高，每百万年达100～400m，为海相沉积速度的数倍至数十倍，形成厚度可观的烃源岩。快速沉积有利于有机质保存，也有利于有机质向烃类转化。这是陆相湖盆虽然面积很小，但可形成规模巨大的油气藏的极为重要的基础。

4. 陆相储集层类型多、厚度薄，分布面积小，连续性差

各种类型岩性，无论是山麓堆积、冲洪积扇，以至裂缝泥质岩和湖相碳酸盐岩，均可形成储集层。但是湖泊规模小，河流流程短，水量小，水流浅，搬运营力有限，作为储集岩的主体——砂体厚度薄而面积小。储集层单个砂体厚度一般不超过10m，宽度仅几百米，以300～500m的井距，方可使注采控制程度达到80%。

陆相沉积物源近、搬运距离短、分选差，岩石结构和矿物成熟度都很低，储集孔隙结构复杂，非均质性和不连续性严重。如在二次采油实验中，水驱油效率一般仅50%左右(参见图6-4)。

三、复杂的构造和陆相沉积对油气分布的影响

复杂的构造背景和陆相沉积对中国石油天然气分布有明显的影响。主要反映在以下几个方面。

1. 多圈闭类型，非背斜圈闭占很大比例

如图11-3所示，中国油气圈闭可分为6大类型21个亚类型。除了背斜圈闭外，非背斜圈闭比例很大，主要是与构造活动性相关的地层超覆、地层不整合、岩性、断层及大量的复合类型圈闭。即使在背斜圈闭一类中，地层受水平挤压应力形成的完整背斜的数量也甚少，而多数是与断层伴生的逆牵引背斜、与古凸起有关的披覆背斜、与塑性岩层有关的拱升背斜等等。

即使在一个背斜带中，油气圈闭类型也是多种多样的，既有层状背斜油气圈闭，也有砂岩透镜体、砂岩上倾尖灭油气圈闭，如大庆背斜带，北半部是以层状油气藏为主，而南半部则各类岩性和断层油气圈闭相当发育。这就是说，在这个被列为中国的典型背斜带圈闭中也包含了多种类型的油气圈闭。

2. 多源岩、多期成藏或后期成藏

中国有许多含油气区其烃源岩包括有若干层系。渤海湾盆地有古新统孔店组($E_{1-2}k$)，始新统沙四段(E_2s_4)、沙三段(E_2s_3)，渐新统沙一段(E_3s_1)和东营组(E_3d)，详见表5-3。

苏桥油气田，从原油含蜡量、含硫量、甲烷$\delta^{13}C$、δD、$^{40}Ar/^{36}Ar$、汞蒸气含量等参数确定油气源，既有下第三系，也有石炭系-二叠系，是典型的多源岩油气藏。但是石炭-二叠系的气是被第三系覆盖埋深达3500m以后才开始生成的。与此相似的实例还有文留、白庙、桥口等油气藏。

塔里木盆地的寒武系生油气层，至奥陶系末期已进入生油门限，但一直延续到早第三纪，方进入生油气高峰期。这主要是沉积间断使有机质热演化长期进行不充分之故。

3. 形成了多种类型油气藏集聚带

正如在本书第十一章第三节所述，油气藏集聚带是有成因联系的多含油气层系、多油气源、多类型圈闭组成的多油气藏集聚体。在该章中共划分出挤压背斜、长垣背斜、披覆背斜、拱

升背斜、逆牵引背斜、冲断背斜、地层、岩性和复式油气藏集聚带等8个类型。之所以有如此多的类型，是由中国复杂的构造和陆相沉积形成油气藏等条件所决定的，这已被认为是中国油气藏的最重要特点。

4. 多含油气结构层

这是多不整合、多沉积间断与多断裂活动的综合反映。例如以渤海湾盆地，多数坳陷具有三层含油气结构层系。其形成的主要原因就是有沟通三套构造层的断层，和为数众多的不整合面(参见图11-14,11-15)。

第二节　油气资源丰富与勘探程度低

一、石油天然气资源丰富

中国石油天然气资源很丰富，1992～1994年全国又系统进行了油气资源评价，研究结果，石油资源量达940亿t，在世界各国中占第9位；天然气资源量38万亿m^3，在世界占第10位。

按地区来看，石油资源量主要分布在东部区、西北区和海域区，而中部较少；天然气资源量主要分布在中部区、西北区和海域区，而东部较少。油气资源在东部区、西北区和海域区的分布，有互相消长的趋势。

从地层层位分布来看，中国石油资源量多的是第三系，其次是白垩系和侏罗系；天然气资源量前三名依次是第三系、石炭系和奥陶系，这三个层系天然气资源量之和占天然气总资源量的半数以上。

在全国范围内，不同层位资源量在不同地区的分布极不均衡，并且石油和天然气在各地区的分布比重也各异。东部区石油资源量主要分布在第三系和白垩系，其中东北区以白垩系为主，华北区、江淮区以第三系为主；中部区石油资源量主要分布在侏罗系、三叠系；西北区石油资源量则主要分布在中生界和上古生界，其中侏罗系、石炭-二叠系石油资源量相对集中；南方区石油资源量主要分布在中生界和上古生界；青藏区石油资源量主要分布在中生界；海域区石油资源量主要分布在第三系。

东部区天然气资源量主要分布在白垩系、第三系，其中东北区以白垩系为主，华北区以第三系和石炭系为主，江淮区以上古生界为主；中部区天然气资源量分布在古生界，其中主要在奥陶系、石炭-二叠系、三叠系；西北区天然气资源量主要分布在上古生界、三叠系、侏罗系及下古生界；南方区天然气资源量分布层系广，上古生界稍多，新生界较少；海域区天然气资源量主要分布在第三系。

二、勘探程度低

中国现代石油工业起步晚，加之沉积盆地多，幅员辽阔，地质构造复杂，到目前为止，油气勘探程度还相当低。

按中国424个沉积盆地面积527.2万km^2来计算，到1994年底，中国沉积盆地油气探井密度为0.6口/100km^2。这个数字和美国、前苏联相比明显偏低。美国油气探区面积为640万km^2，累计完成油气预探井61.7万口，探井密度为9.6口/100km^2。前苏联油气探区面积为900万km^2，累计完成预探井13.5万口，探井密度为1.5口/100km^2。中国探井密度只有美国的5.8%，前苏联的37%。

从中国各地区来看，勘探程度也是很不均衡的。新中国诞生后40多年来的油气勘探工作，主要集中在松辽、渤海湾、鄂尔多斯、柴达木、准噶尔、塔里木、四川和二连等8个大型盆地及江

汉、南襄、苏北、酒泉西部等几个中小型盆地。现将勘探程度最高的酒泉西部、松辽、渤海湾及江汉等4个盆地有关数据列于表12－1。

表12－1　中国4个高勘探程度盆地探井数据表(截至1990年底)

盆地名称	面积(万 km^2)	井数(口)	探井密度(口/100km^2)	总进尺(万 m)	平均进尺(m/km^2)
酒泉西部	0.27	530	19.6	93.16	345
松辽	25.53	2244	0.9	259.5	10
渤海湾	20	6974	3.5	1720.87	86
江汉	2.8	1042	3.7	235	84.2

表12－1的数据表明，即使在中国勘探程度最高的4个盆地中，除酒泉西部盆地外，其他盆地勘探程度均不及美国全国平均数，仅稍高于前苏联全国平均数。

需要说明的是，在中国所谓的高勘探程度区，探井也主要分布在油田毗邻地区。如准噶尔盆地，多数探井分布在西北缘2000km^2的克拉玛依油区内，其余12.3万km^2的盆地广大地区探井密度很小。

由上所述，可以看出中国油气未勘探的地区和领域十分广阔，勘探潜力还很大。

勘探程度低，说明中国油气资源探明程度低。探明程度较高的是东部地区，其次是中部地区，西北地区探明程度最低。

从含油气层位来看，石油剩余资源量最多为第三系，次为侏罗系；天然气剩余资源量最多的也是第三系，其次是石炭系、奥陶系，再次为二叠系和三叠系。

第三节　含油气领域拓展方向

中国油气资源丰富，油气成藏条件多种多样，再加之钻探程度低，发展油气的领域十分广阔，现选择具有重要意义的四个方面，扼要论述于后。

一、前陆盆地

1. 前陆盆地有利于油气成藏的地质条件

1)前陆盆地内沉积速度高，有机质丰富并易于保存。

2)前陆盆地在沉积上细相带分布广泛，烃源岩发育；而且生储盖层频繁交互成层，有利于成藏。

3)有较好的油气运移和保存条件。

4)前陆盆地既有紧密褶皱成排成带的背斜构造，又有宽缓的巨大背斜，还有地层超覆、退覆和尖灭等，具分布广泛且类型众多的圈团条件(图12－1)。

2. 中国的主要前陆盆地

前陆盆地在中国广泛分布，在西部地区有库车坳陷—塔北隆起、塔西南昆仑山前缘、阿尔金山前缘、准噶尔盆地南缘、博格达山前缘(天山向东延伸部分)；

中部地区有贺兰山—六盘山前缘；

华北盆地南缘有秦岭、大别山前缘；

南方地区有南北两个前陆盆地带。

上述前陆盆地已勘探者均已发现了油气田、油气流或有重要意义的油气显示，是今后油气

沉积频繁交替，造成生油、储油岩体的共生交织，有利于油气的排运和聚集。

4)侏罗系煤系沉积后，须要深埋

深埋，方可演化生烃。侏罗系煤系在其沉积以后如未被深埋，一般不产烃或产烃甚少，保存条件亦差。

5)构造挤压作用是油气从煤岩中有效排驱的重要动力

煤系在成岩后期吸附力大，油气运移需借助于构造挤压力。如吐-哈盆地侏罗系油气藏形成于侏罗纪末—白垩纪末的燕山Ⅱ幕、末幕与喜马拉雅期挤压运动过程中。构造运动对油气的排驱有着重要的作用。再如准噶尔盆地南缘、塔里木盆地库车坳陷与三塘湖等盆地发现的侏罗系煤系油气田都处在构造挤压区。相反，在酒东盆地，侏罗系沉积后，构造活动十分微弱，尽管被深埋，煤岩也已开始生烃过程，但因构造挤压弱，油气聚集不充分，从而难以形成大型油气聚集，如酒参1井所证实的那样。

6)煤系生油存在两个高峰阶段，即 R_o 小于0.65%的低成熟阶段与 R_o 为0.7%～1.1%的成熟阶段。其中早期生成液态烃量较大，发生在成熟门限附近，与储集岩次生孔隙发育段相对应，因而易于聚集成藏；后一个阶段发生于成熟阶段，煤岩在该阶段孔隙变小。因此油气的排运主要靠构造微裂缝，这决定了煤系地层油气藏的形成具有阶段性。

2. 华北地区石炭-二叠系煤系

华北地区的石炭-二叠系煤系分布于贺兰山以东、郯庐断裂带以西、燕山以南、秦岭以北地区，包括鄂尔多斯盆地在内，面积100km²。

华北地区石炭-二叠系，厚度700～1200m，具有相当丰富的天然气资源，煤层及暗色泥岩分布段，南部地区为上、下石盒子组，北部地区集中于本溪组—山西组。煤层累计厚度为15～30m，暗色泥岩累计厚度100～300m。煤的变质程度大都超过肥煤阶段。

中、新生代，华北陆块分异，不同地区有着互不相同的构造演化及沉积发育历史，从而造成不同地区的石炭-二叠系各自特有的天然气生成过程及成藏模式。但主要可分出持续沉降一次生气成藏(如鄂尔多斯盆地)；间断沉降二次生气成藏(如渤海湾盆地)和后期抬升脱气成藏(如唐山煤矿区)等三种成藏模式。

今后勘探目标，一次生气成藏区，如鄂尔多斯盆地和沁水盆地；二次生气成藏区，如太行山以东的渤海湾、南华北地区。

脱吸附气与煤层甲烷区，如鄂尔多斯盆地东部边缘、沁水盆地翼部、渤海湾—南华北地区的隆起区及斜坡带均属脱吸附气及煤层甲烷的资源远景区。

在华北地区广泛分布的石炭-二叠系煤系既是烃源岩又是区域盖层，与下伏的下古生界碳酸盐岩烃源岩和储集层构成了一个成藏系统，分布范围十分广阔。

3. 南方地区煤系

南方指淮河—四川盆地以南的广大地区，包括14个省市自治区，面积为200多万km²。从石炭纪开始气候温湿，蕨类植物空前繁茂，石炭纪中晚期形成了广布的滨海沼泽及含煤的海陆交互相沉积，是该区重要的成煤期之一。如在雪峰、江南、武夷、华夏古陆边缘滨海地带形成海陆交互相的含煤建造，煤系厚50～250m。在地理上分布在今黔南、滇东、桂北、湘中、粤北、赣西、浙西等地，成为上述地区的主要烃源岩之一。

在南方地区，中、新生代盆地有180多个，总面积为41万km²。盆地小而多，大部分为残留型盆地。侏罗系和三叠系沉积范围较大，是南方上升为陆地后的第一个构造层，以沼泽相为主，煤系中夹有较厚泥岩，具有生油气条件。

4. 东北地区煤系盆地

东北区，包括松辽盆地在内，共有40个中、新生代沉积盆地，总面积为50多万km^2。该地区不仅侏罗系有煤系，而且第三系也有煤系。

松辽盆地是东北地区面积最大、含油最丰富的中生代含油气盆地。侏罗系是典型的含煤断陷，是松辽盆地下部成烃组合的主要烃源岩之一，在大庆油田外围于侏罗系中已获工业气流。

松辽盆地外围，还有39个中、新生代沉积盆地，在多数盆地中分布有上侏罗统煤系。例如阜新盆地以往以找煤为目的的钻井有3000余口，大部分井深在1000m以浅，普遍见油气显示，其层位主要为上侏罗统。对12口井进行试油，有6口井获工业性油流；开鲁盆地钱家店凹陷，在上侏罗统有两口井钻遇油气层，陆家堡已成为油田；彰武盆地张强凹陷已见良好的油气显示。

依兰—伊通盆地下第三系达连河组(E_2d)的含煤地层与油页岩共生，具有良好的生油气条件。类似这样的盆地还有三江、漠河、柳河、佳木斯、嘉荫等。

三、海相碳酸盐岩原生油气藏

未变质的中、上元古界与下古生界自生自储的原生油气藏的形成条件，在中国广泛存在。

中国中、上元古界与下古生界分布很广，其原生油气藏及油气苗在一些盆地或地区已先后发现，详见图12-2。

1. 分区简况

中国海相地层分区简况如下：

(1)华北地台

已在鄂尔多斯盆地奥陶系顶部发现了原生大气田；于冀中坳陷在奥陶系发现内幕油藏和工业油流。

在大港油田孔店凸起孔古3井，在中奥陶统峰峰组，酸化后日产油数吨。临清坳陷土桥构造的德古1井，在奥陶系中测试获油流。

另外在华北地区于中元古界、寒武系、奥陶系中发现了为数众多的油气苗(图12-2)。华北地台区海相地层成藏模式或生储盖组合主要有两类：一是以雾迷山组(Jxw)和铁岭组(Jxt)为烃源岩及储集层和以下马岭组(Qnx)、洪水庄组(Qnh)页岩为烃源岩和区域盖层的组合模式；二是以寒武系—奥陶系碳酸盐岩为烃源岩和储集层，以石炭-二叠系煤系为烃源岩和区域盖层的模式。

(2)南方地区(扬子地台)

原生油气藏分布范围广泛，在上扬子地台的四川盆地，于上震旦统灯影组发现了威远原生气田；川中龙女寺女基井在震旦系上统与奥陶系下统，获原生工业气流，分别日产18万m^3和3.1万m^3。

贵州凯里虎庄的虎47井，奥陶系下统压裂后日产原油2.3t，凯1井志留系见油流，虎23，45，47井志留系产天然气6万多m^3，同时在麻江发现古油藏。

下扬子区，浙西有泰山、康山，安徽有太平等三个背斜古油藏。

另外，还有广泛分布的油气苗(图12-2)。

在上扬子区的油苗与沥青也分布很广，有2个含沥青圈闭及60个沥青点。沥青储集层位为上震旦统、寒武系、奥陶系与中、下志留统。

(3)塔里木地台

已证实的原生油藏有塔北隆起东段的轮南1井，于井深5000m以下在奥陶系日产原油

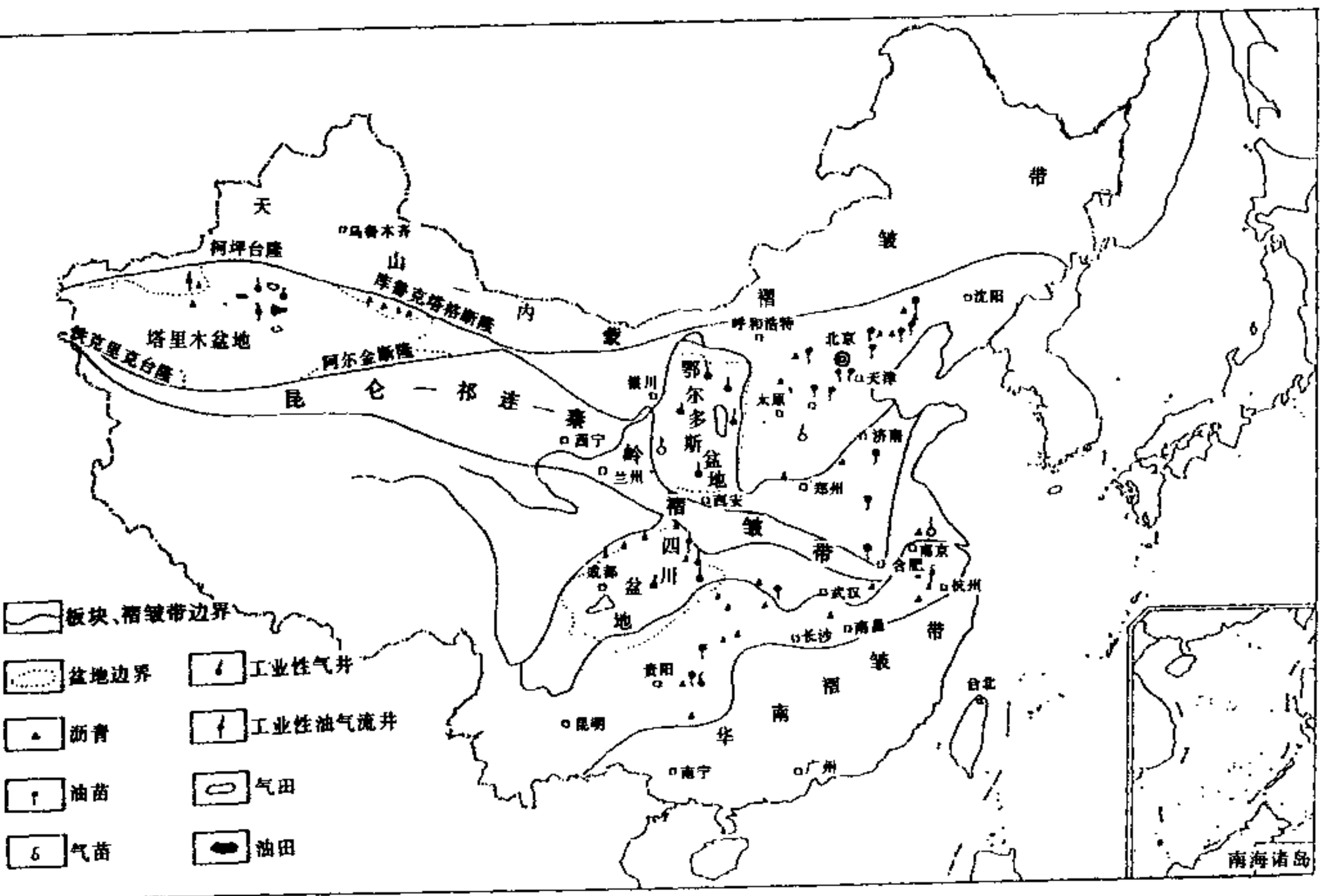


图 12-2　中国中、上元古界与下古生界原生油气田与油气显示分布图

$100m^3$；在塔北隆起西段，英买 1，2 井，在奥陶系，经酸化后分别日产原油 200 多 m^3。

已发现的油气苗分布广泛。在塔里木地台东北之库鲁克塔格震旦系与寒武—奥陶系的晶洞、溶洞与裂缝中，有 32 处发现沥青显示，该区之雅尔当山，寒武—奥陶系有多层油味灰岩，上奥陶统灰岩之溶缝、晶洞还有轻质原油。

在塔里木盆地西北的柯坪塔格，上震旦统与志留系的岩石薄片中，普遍见沥青显示，寒武—奥陶系则为含油砂岩及固体沥青；在阿克苏的寒武-奥陶系灰岩缝洞见干沥青，晶洞见原油。

综上所述，对中国海相地层含油气性有如下看法：

1）华北、塔里木、扬子三大地台的中、上元古界与下古生界的原生油气显示，多出露在中、新生代构造运动活跃的地区，以沥青为主。三大地台中三个最稳定的盆地——鄂尔多斯盆地、四川盆地与塔里木盆地的广阔腹地内，地面未见任何油气显示，被认为是油气藏保存最有利的地区。

古油藏的原本油藏，是被破坏后遗留的残迹，多以沥青出现。以塔里木地台与扬子地台居多，华北地台仅发现双洞古油藏一处。这些古油藏的存在，说明古资源量是丰富的。

2）华北地台出现的含油气层位最老，从中元古界长城系(Chc)、蓟县系(Jx)到上元古界青白口系都有原生油或沥青显示，但仅局限于冀北坳陷。扬子地台与塔里木地台出现的最老层位则为上震旦统。

3）各地台中、上元古界与古生界含油显示的原生性，已得到证实。烃源岩为海相泥质岩与碳酸盐岩。塔里木东部烃源岩以寒武—奥陶系为主。其所生油气已在石炭系、三叠系、侏罗系形成了下生上储油气藏与分布广泛的志留系沥青砂古油藏。鄂尔多斯的奥陶系气藏，是奥陶系与石炭-二叠系的混源气藏。四川威远气田除可能有部分幔源气外，气源主要来自灯影组(Z_2dn)藻白云岩。

4）含油储集层，除青白口系的下马岭组与扬子、塔里木地台的志留系为砂岩外，其他层系的储集层都为碳酸盐岩。后者储集层多为受长期风化剥蚀的古风化壳。储集空间多为表生作用形成的缝洞。

2. 海相碳酸盐岩原生油气藏前景

上述三个地台均是活动性很强的地台。塔里木地台也遭受以海西运动为主的各期地壳运动的强烈影响。以奥陶系为主的下古生界烃源层，经历了多次生油、多次油气聚集与多次破坏和重新分配，今后主要勘探目标是奥陶系风化壳地层油气藏和英买力式奥陶系等下古生界原生油气藏。

扬子地台的中、下扬子区和上扬子的滇黔桂地区，受到强烈的印支、燕山、喜马拉雅运动影响，使有利的生油条件未得到发挥，已有的圈闭与已形成的油气藏，多被改造破坏。因此在上述地区至今尚未有重要发现。只有构造运动微弱的地区如四川盆地，原生油气藏保存条件较好。

华北地台以鄂尔多斯盆地为最好；渤海湾盆地遭受印支、燕山运动，使下古生界、中、上元古界侵蚀、风化，形成原生油气藏的条件稍差。

3. 三个地台的中、上元古界与下古生界的地质特点

(1)具有优越的生油条件

三大地台上这些老地层，都属陆表海或广海台地相，烃源岩厚度大、分布广，原生油气苗广泛分布。

(2)复杂的保存条件

三大地台上的这些老地层至少经历了 400Ma 以上的成岩演化和多期构造运动。它们受到

强烈压实、褶皱、断裂，还受到多次的沉降、深埋与多次的抬升、风化溶蚀，相应地形成多次生油、多次聚集、多次破坏与油气的多次再聚集，从而形成广泛分布的油苗、沥青和众多的古油藏。最有远景的地区是较稳定地区，如四川盆地与鄂尔多斯盆地。

(3)有利地区油气藏埋藏深度大

由于保存条件较好的油气藏都在长期稳定沉降的地区，如中、新生界覆盖厚的宽缓向斜与中、新生代坳陷区，因此油气藏相应埋深大。除鄂尔多斯盆地与黔南坳陷外，大都在6000m左右。

(4)热演化程度高

除华北下花园地区的青白口系(Qb)、贵州凯里的志留系与塔里木盆地外，中、上元古界与下古生界的热演化程度都很高，烃类产出以天然气为主。

(5)储集层以碳酸盐岩为主

风化壳的孔洞层与构造裂缝，是主要储集空间。

(6)有原生油气也有混源油气藏

冀中坳陷石炭-二叠统煤成气与奥陶统本身的油型气，形成盆地中奥陶统混源油气藏；四川威远气田则主要是自生自储的原生气藏。

综合上述，可知中国中、上元古界与古生界海相碳酸盐岩在三个地台区，虽然遭受多次构造运动改造、影响，烃源岩热演化程度高，但是含油气前景仍然认为是巨大的。目前尚无重大突破，只能认为，其成藏条件复杂，尚须探索其成藏理论和成藏模式。

四、未成熟-低成熟油

未成熟-低成熟石油的研究成果，具有重要意义。

在传统的石油地质理论中，把有机质的热演化成烃划分为4个主要阶段，即未成熟阶段(R_o<0.5%)，低成熟阶段(R_o为0.5%～0.7%)，成熟阶段(R_o为0.7%～1.3%)，高成熟阶段(R_o为1.3%～2.0%)和过成熟阶段(R_o>2.0%)。一般在计算生油量时，以R_o大于0.5%作为计算起点。

但近年来在中国研究陆相烃源岩中表明，热演化程度较低的有机质(R_o为0.3%～0.5%)也可以生成烃类，其中既有未成熟-低成熟的液态烃，也有生物降解气，形成未成熟-低成熟油气资源。这类油气聚集在埋深1000～2500m较浅的圈闭中(在地温梯度低的盆地中埋深可至3000m)。未熟油-低熟油的发现及低温成烃的理论，修正了人们普遍接受的干酪根热降解生烃理论。

由于目前研究工作还不够，对于未成熟-低成熟油气资源量，现只能列举出部分地区的概略数据。

生物降解气，目前预测了柴达木盆地东部第四系生物气，资源量为2200亿m^3。未成熟-低成熟油预测资源量在松辽盆地、渤海湾盆地、苏北盆地等已测算的资源量有数十亿t。此外，在河南泌阳凹陷也有发现。

目前已探明未成熟-低成熟油的地质储量数量可观，这一发现，大大提高了对盆地生油岩的潜在资源量的评价，扩大了油气勘探的领域。

未成熟-低成熟石油，是由沉积岩中可溶有机物如分散沥青或类脂物等形成的，因此，其烃源岩往往有机质丰度高。

这类油气资源的分布同样遵循陆相油气集中分布在生烃中心附近的基本规律，对其勘探应首先查清烃源岩的分布。此外，在东部地区晚第三纪和第四纪的区域构造应力场与早第三纪

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节 深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异,上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此,对未成熟一低成熟油气的勘探需要探索新思路,逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究,不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业,需要做多方面的努力,但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律,深化油气地质理论。唯有如此,方可准确地指出油气勘探发展方向,不断有新的发现。

近几年来,中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因,从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起,加强了天然气地质基础理论研究,深化了天然气成藏理论,特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下,在老气区如四川盆地有新发现,诸如石炭系气层,川中气区,和陆相沉积天然气藏;在新区发现了数量众多的气藏(田),特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田,从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现,一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面,在中国的大地上,无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田;二是开拓了新的领域,不再局限于长久以来的油型高温裂解气,先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起,对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探,在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏,如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等,局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上,在吐-哈盆地拟定了台参1井,一举打开了煤成油领域,指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里,先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地,发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个,使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性,历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位,目的就是探索海相奥陶系的含油气性,之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井,但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式,拟定了陕参1井,一举发现了中部大气田。

由上可见,从中国地质构造、实际情况出发,深入地研究具体地质问题,探索新理论,建立新概念,形成新的成藏模式,方可指导实践,取得实际效果。这是第一位重要的;第二是要选准突破方向,就古生界海相地层,按目前认识而言,突破方向就是那些构造变动相对较弱,封盖条件较好,有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学,过去,在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效;今后,随着实践的深入发展,研究工作的不断深化,中国石油地质学日臻完善,中国油气勘探必将不断地有新的发现,必将使中国油气工业蒸蒸日上,跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟一低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟一低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节 深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异,上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此,对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路,逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究,不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业,需要做多方面的努力,但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律,深化油气地质理论。唯有如此,方可准确地指出油气勘探发展方向,不断有新的发现。

近几年来,中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因,从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起,加强了天然气地质基础理论研究,深化了天然气成藏理论,特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下,在老气区如四川盆地有新发现,诸如石炭系气层,川中气区,和陆相沉积天然气藏;在新区发现了数量众多的气藏(田),特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田,从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现,一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面,在中国的大地上,无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田;二是开拓了新的领域,不再局限于长久以来的油型高温裂解气,先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起,对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探,在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏,如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等,局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上,在吐-哈盆地拟定了台参1井,一举打开了煤成油领域,指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里,先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地,发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个,使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性,历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位,目的就是探索海相奥陶系的含油气性,之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井,但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式,拟定了陕参1井,一举发现了中部大气田。

由上可见,从中国地质构造、实际情况出发,深入地研究具体地质问题,探索新理论,建立新概念,形成新的成藏模式,方可指导实践,取得实际效果。这是第一位重要的;第二是要选准突破方向,就古生界海相地层,按目前认识而言,突破方向就是那些构造变动相对较弱,封盖条件较好,有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学,过去,在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效;今后,随着实践的深入发展,研究工作的不断深化,中国石油地质学日臻完善,中国油气勘探必将不断地有新的发现,必将使中国油气工业蒸蒸日上,跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节 深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异,上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此,对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路,逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究,不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业,需要做多方面的努力,但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律,深化油气地质理论。唯有如此,方可准确地指出油气勘探发展方向,不断有新的发现。

近几年来,中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因,从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起,加强了天然气地质基础理论研究,深化了天然气成藏理论,特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下,在老气区如四川盆地有新发现,诸如石炭系气层,川中气区,和陆相沉积天然气藏;在新区发现了数量众多的气藏(田),特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田,从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现,一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面,在中国的大地上,无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田;二是开拓了新的领域,不再局限于长久以来的油型高温裂解气,先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起,对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探,在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏,如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等,局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上,在吐-哈盆地拟定了台参1井,一举打开了煤成油领域,指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里,先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地,发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个,使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性,历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位,目的就是探索海相奥陶系的含油气性,之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井,但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式,拟定了陕参1井,一举发现了中部大气田。

由上可见,从中国地质构造、实际情况出发,深入地研究具体地质问题,探索新理论,建立新概念,形成新的成藏模式,方可指导实践,取得实际效果。这是第一位重要的;第二是要选准突破方向,就古生界海相地层,按目前认识而言,突破方向就是那些构造变动相对较弱,封盖条件较好,有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学,过去,在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效;今后,随着实践的深入发展,研究工作的不断深化,中国石油地质学日臻完善,中国油气勘探必将不断地有新的发现,必将使中国油气工业蒸蒸日上,跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异,上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此,对未成熟一低成熟油气的勘探需要探索新思路,逐步建立新理论。

第四节 深化基础理论研究,不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业,需要做多方面的努力,但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律,深化油气地质理论。唯有如此,方可准确地指出油气勘探发展方向,不断有新的发现。

近几年来,中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因,从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起,加强了天然气地质基础理论研究,深化了天然气成藏理论,特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下,在老气区如四川盆地有新发现,诸如石炭系气层,川中气区,和陆相沉积天然气藏;在新区发现了数量众多的气藏(田),特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田,从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现,一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面,在中国的大地上,无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田;二是开拓了新的领域,不再局限于长久以来的油型高温裂解气,先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起,对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探,在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏,如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等,局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上,在吐-哈盆地拟定了台参1井,一举打开了煤成油领域,指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里,先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地,发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个,使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性,历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位,目的就是探索海相奥陶系的含油气性,之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井,但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式,拟定了陕参1井,一举发现了中部大气田。

由上可见,从中国地质构造、实际情况出发,深入地研究具体地质问题,探索新理论,建立新概念,形成新的成藏模式,方可指导实践,取得实际效果。这是第一位重要的;第二是要选准突破方向,就古生界海相地层,按目前认识而言,突破方向就是那些构造变动相对较弱,封盖条件较好,有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学,过去,在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效;今后,随着实践的深入发展,研究工作的不断深化,中国石油地质学日臻完善,中国油气勘探必将不断地有新的发现,必将使中国油气工业蒸蒸日上,跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟一低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟一低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节 深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异,上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此,对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路,逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究,不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业,需要做多方面的努力,但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律,深化油气地质理论。唯有如此,方可准确地指出油气勘探发展方向,不断有新的发现。

近几年来,中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因,从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起,加强了天然气地质基础理论研究,深化了天然气成藏理论,特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下,在老气区如四川盆地有新发现,诸如石炭系气层,川中气区,和陆相沉积天然气藏;在新区发现了数量众多的气藏(田),特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田,从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现,一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面,在中国的大地上,无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田;二是开拓了新的领域,不再局限于长久以来的油型高温裂解气,先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起,对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探,在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏,如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等,局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上,在吐-哈盆地拟定了台参 1 井,一举打开了煤成油领域,指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里,先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地,发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个,使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性,历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位,目的就是探索海相奥陶系的含油气性,之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井,但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式,拟定了陕参 1 井,一举发现了中部大气田。

由上可见,从中国地质构造、实际情况出发,深入地研究具体地质问题,探索新理论,建立新概念,形成新的成藏模式,方可指导实践,取得实际效果。这是第一位重要的;第二是要选准突破方向,就古生界海相地层,按目前认识而言,突破方向就是那些构造变动相对较弱,封盖条件较好,有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学,过去,在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效;今后,随着实践的深入发展,研究工作的不断深化,中国石油地质学日臻完善,中国油气勘探必将不断地有新的发现,必将使中国油气工业蒸蒸日上,跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节 深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节 深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节 深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节 深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节 深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节 深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟一低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟一低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟一低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在 70 年代末 80 年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从 50 年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在 8 个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989 年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参 1 井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近 20 个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在 1952 年由翁文波院士提出延深 1 井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988 年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参 1 井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟－低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏（田），特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。

及其以前时期有较大差异，上第三系构造圈闭特征和油气聚集规律与下第三系及其以前地层会有所不同。因此，对未成熟—低成熟油气的勘探需要探索新思路，逐步建立新理论。

第四节　深化基础理论研究，不断开拓新思路

为了不断地发展中国石油和天然气工业，需要做多方面的努力，但最重要的还是要不断总结石油天然气地质规律，深化油气地质理论。唯有如此，方可准确地指出油气勘探发展方向，不断有新的发现。

近几年来，中国天然气勘探以前所未有的速度发展。究其原因，从根本上讲是中国石油天然气总公司和有关单位在70年代末80年代初起，加强了天然气地质基础理论研究，深化了天然气成藏理论，特别是煤成气藏分布规律的研究。在这些理论指导下，在老气区如四川盆地有新发现，诸如石炭系气层，川中气区，和陆相沉积天然气藏；在新区发现了数量众多的气藏(田)，特别是发现了分布广泛、规模较大的煤成气田，从而使中国天然气工业面貌发生了崭新的变化。其表现，一是打破了长久以来天然气生产仅局限于四川一个盆地的局面，在中国的大地上，无论东、西、南、北都发现了数量可观的天然气田；二是开拓了新的领域，不再局限于长久以来的油型高温裂解气，先后突破了浅层生物降解气和分布广泛的煤成气藏。

煤成油藏的突破是另外一个例证。

从50年代早期起，对西北地区侏罗系煤系的盆地已进行了钻探，在8个盆地中先后仅发现了几个小型油藏，如库车坳陷依奇克里克和吐-哈盆地的胜金口油田等，局面始终没有打开。1989年在重新认识了侏罗系煤系盆地含油气性的基础上，在吐-哈盆地拟定了台参1井，一举打开了煤成油领域，指导了西北地区侏罗系勘探。在短短五六年里，先后在吐-哈盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、焉耆盆地以及三塘湖盆地，发现了大、中、小型油气田及见工业油气流井点近20个，使侏罗系煤系成为整个西北地区以至全中国的一个潜力很大的含油气新领域。

再如鄂尔多斯盆地海相奥陶系的含油气性，历来是被肯定的。早在1952年由翁文波院士提出延深1井井位，目的就是探索海相奥陶系的含油气性，之后陆续又钻了许多探索奥陶系的井，但均无重要突破。1988年根据鄂尔多斯盆地奥陶系和石炭-二叠系成藏模式，拟定了陕参1井，一举发现了中部大气田。

由上可见，从中国地质构造、实际情况出发，深入地研究具体地质问题，探索新理论，建立新概念，形成新的成藏模式，方可指导实践，取得实际效果。这是第一位重要的；第二是要选准突破方向，就古生界海相地层，按目前认识而言，突破方向就是那些构造变动相对较弱，封盖条件较好，有机质热演化程度相对较低的地区。

立足于中国地质构造、沉积基础上的中国石油地质学，过去，在指导中国油气勘探的实践中取得了重大成效；今后，随着实践的深入发展，研究工作的不断深化，中国石油地质学日臻完善，中国油气勘探必将不断地有新的发现，必将使中国油气工业蒸蒸日上，跻身于世界产油气大国之行列。